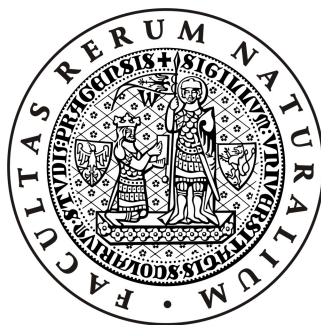


UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**VLIV FYZICKO-GEOGRAFICKÝCH FAKTORŮ
NA VÝVOJ SNĚHOVÉ POKRÝVKY:
PŘÍPADOVÁ STUDIE POVODÍ HORNÍ OTAVY**

EFFECT OF PHYSICAL-GEOGRAPHIC FACTORS
ON THE SNOW COVER EVOLUTION:
CASE STUDY OF UPPER OTAVA RIVER BASIN

Bakalářská práce

Ondřej Fliegl

srpen 2009

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Jan Kocum

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Praze dne 20. srpna 2009

.....

Ondřej Fliegl

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu práce RNDr. Janu Kocumovi za cenné rady a připomínky při tvorbě bakalářské práce, poskytnuté informační zdroje a účast na pracích v terénu. Rovněž děkuji také RNDr. Michalovi Jeníčkovi za poskytnuté datové a informační zdroje. Dále patří můj velký dík Bc. Janu Pospíšilovi, Bc. Jakubu Čurdovi, Bc. Pavlu Hladíkovi a Tomáši Flieglovi, kteří se rovněž účastnili prací v terénu.

Vliv fyzicko-geografických faktorů na vývoj sněhové pokrývky: případová studie pramenné oblasti Otavy

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá problematikou dynamiky vývoje sněhové pokrývky a detailním rozbořem vlivu jednotlivých fyzicko-geografických faktorů na její charakter. Poznatky publikované ve vědecké literatuře tuzemské i zahraničí jsou konfrontovány s daty získanými v rámci expedičních sněhoměrných kampaní provedených během zimních sezón 2007/2008 a 2008/2009 ve dvou experimentálních povodích v pramenné oblasti Vydry a Křemelné (Šumava, jihozápadní Česko). Mobilní terénní výjezdy byly uskutečněny v několika časových horizontech v rámci široce pojatého výzkumu v povodí horní Otavy zabývajícího se zhodnocením retenčního potenciálu v pramenných oblastech vodních toků.

Klíčová slova: hydrologie sněhu, vývoj sněhové pokrývky, fyzicko-geografické faktory, expediční měření, retenční potenciál, výška sněhové pokrývky, vodní hodnota sněhu

Effect of physical-geographic factors of the snow cover evolution: case study of the Otava River headstream area

Abstract

Bachelor thesis is concerned with the subject of a snow cover dynamics and of the detailed analysis of each physical-geographic factors effect on its character. Knowledges published in the domestic and foreign scientific literature are confronted with the data acquired within a number of expeditionary snow monitoring campaigns carried out during winter periods 2007/2008 and 2008/2009 in two experimental catchments within the Vydra and Křemelná River headwaters (Šumava Mts., southwestern Czechia). Mobile field survey was done in a number of time horizons within the broadly conceived research in the upper Otava River basin concentrated on the assessment of the retention potential in headstream areas.

Key words: snow hydrology, snow cover evolution, physical-geographic factors, expeditionary monitoring, retention potential, snow cover height, snow water equivalent

OBSAH

1 Úvod	6
1.1 Úvod do hydrologie sněhu	6
1.2 Cíle a struktura práce	6
2 Stav výzkumu sněhové pokrývky	7
2.1 Charakteristiky sněhové pokrývky	7
2.2 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku	14
2.2.1 Úhrn srážek	14
2.2.2 Teplota a vlhkost vzduchu	16
2.2.3 Vítr	17
2.2.4 Solární radiace.....	18
2.2.5 Sublimace.....	19
2.2.6 Vegetační pokryv	20
2.2.7 Nadmořská výška.....	25
2.2.8 Morfologie reliéfu.....	26
2.3 Míra ovlivnění sněhové pokrývky jednotlivými faktory z regionálního hlediska ..	29
3 Případová studie	32
3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území.....	32
3.1.1 Vymezení zájmového území	32
3.1.2 Geologická stavba.....	33
3.1.3 Geomorfologické poměry	34
3.1.4 Půdní poměry	37
3.1.5 Klimatické podmínky.....	38
3.1.6 Hydrografické a hydrologické poměry.....	43
3.1.7 Land use, land cover	46
3.1.8 Biogeografie.....	46
3.1.9 Ochrana přírody a krajiny	48
3.1.10 Experimentální povodí.....	49
3.2 Materiál a metody	52
3.2.1 Datové zdroje	52
3.2.2 Metody výzkumu	54
3.3 Analýza vlivu jednotlivých faktorů	57
3.3.1 Úhrn srážek	58
3.3.2 Teplota vzduchu	61
3.3.3 Nadmořská výška.....	63
3.3.4 Vegetační pokryv	65
4 Diskuze a závěr.....	72
5 Seznam použitých pramenů.....	74
5.1 Použitá literatura	74
5.2 Použité internetové zdroje.....	77
6 Seznam obrázků.....	78
7 Seznam tabulek	80

1 ÚVOD

1.1 Úvod do hydrologie sněhu

Sněhová pokrývka je nepochybně důležitým fenoménem, který ovlivňuje nejen fyzicko-geografickou, ale rovněž i socioekonomickou sféru Země, a to jak v pozitivním, tak i negativním smyslu. Na své okolí působí přímo svým výskytem, ale i nepřímo svými podružnými vlivy, například prostřednictvím procesu jejího tání. Jedním z těchto důsledků jsou jarní povodňové situace, které mohou mít až katastrofický průběh, jelikož množství vody uvolněné ze sněhové pokrývky během několika dní bývá součtem srážek za delší časové období. Pro bližší poznání a zpřesnění předpovědí tohoto nejen pro lidskou společnost nepříjemného přírodního jevu je zcela zásadní znalost množství vody akumulované ve sněhové pokrývce před nástupem jejího tání během jarního období. Bohužel je ovšem objektivní určení této vstupní informace velmi obtížné, a to zejména díky velmi vysoké variabilitě faktorů, které ji ovlivňují.

Charakter sněhové pokrývky se významně projevuje především v oblastech s jejím trvalým výskytem. Svůj vliv ovšem prokazuje s různou intenzitou i v oblastech s výskytem sezónním. Na území Česka je sněhová pokrývka distribuována ve velmi proměnlivé kvantitě i kvalitě, nicméně její výskyt je v podmínkách střední Evropy vázán výhradně na chladnější polovinu roku. Vysoká variabilita charakteristik sněhu na našem území je způsobena existencí řady fyzicko-geografických faktorů, které ovlivňují jeho dynamiku vývoje a stav v průběhu zimního, resp. jarního období.

1.2 Cíle a struktura práce

Za účelem zpřesnění předpovědi odtoku během jarního období je potřeba objasnit proces tání sněhové pokrývky posouzením vlivu jednotlivých činitelů na dynamiku jejího vývoje v podmínkách pramenných oblastí českých toků a využít, popř. implementovat, získané poznatky o jejím stavu a složitém procesu jejího vývoje v rámci hydroprognózy Českého hydrometeorologického ústavu (dále jen ČHMÚ). Takovýto postup je zásadní pro zpřesnění odhadu zásob vody akumulované ve sněhové pokrývce a vstupních dat do hydrologických modelů pro precizaci hydrologických předpovědí. Kromě toho je jedním z cílů tohoto výzkumu i ověření návaznosti detailu na rutinní zpracování ČHMÚ prováděná v hrubším měřítku. Významná role sněhové pokrývky obecně je zdůrazněna zvyšující se globální potřebou pitné vody. V našich středoevropských podmínkách se jedná především o zadržení vody v souvislosti se zvyšující se frekvencí suchých epizod v rámci současných a budoucích projevů klimatických změn. Taková koncepce by se měla stát součástí širšího pojetí integrovaného managementu povodí.

Hlavním cílem předložené práce je detailní rešerše české i zahraniční literatury zabývající se hydrologií sněhu z hlediska ovlivnění charakteru a dynamiky vývoje sněhové pokrývky rozličnými fyzicko-geografickými faktory. Vliv jednotlivých činitelů je posuzován

i s ohledem na regionální specifika. Stěžejní část práce je doplněna případovou studií z povodí horní Otavy, v rámci které jsou detailně analyzována data z několika expedičních měření provedených v průběhu posledních dvou zimních období a hodnoceny závislosti mezi charakteristikami sněhové pokrývky a podmínkami jednotlivých stanovišť. Práce je završena diskuzí, kde jsou zjištěné poznatky kriticky hodnoceny konfrontací se závěry publikovanými v odborné literatuře.

Předložená práce byla vytvořena za podpory Výzkumného záměru MSM 0021620831 „Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace“, projektu VaV SM/2/57/05 „Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami“ a projektu GA UK 2371/2007 „Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha“. Cílem tohoto projektu je zhodnocení retenčního potenciálu v pramenné oblasti Otavy a navržení možností retence vody během extrémních srážkových a odtokových situací. Na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK je proto v současné době řešen úkol analyzující odtokový režim v pramenných oblastech povodí (*Janský, Kocum, 2008, Kocum, Janský, 2009*).

V rámci výše zmíněných projektů byl během zimních období 2006/2007, 2007/2008 a 2008/2009 prováděn v povodí horní Otavy, resp. v jeho vytipovaných dílčích povodích, monitoring dynamiky vývoje sněhových zásob a jejich kvalitativních vlastností v závislosti na rozdílných fyzicko-geografických faktorech (*Jeníček, Kocum, Jelínek, 2008*).

2 STAV VÝZKUMU SNĚHOVÉ POKRÝVKY

Tato část práce je věnována podrobné rešerši české i zahraniční odborné literatury zabývající se problematikou utváření, vývoje a tání sněhové pokrývky s významným aspektem na faktory ovlivňující její dynamiku. Kromě definice pojmů vystihujících sněhovou pokrývku představuje podstatnou část této kapitoly detailní rozbor jednotlivých činitelů včetně jejich míry ovlivnění z regionálního hlediska.

V České republice se výzkumem sněhové pokrývky z hlediska jejího vzniku, utváření a především tání zabývá různě dlouhou dobu celá řada subjektů. Kromě Katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze se této problematice věnuje mimo jiné i Fakulta životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze (zabývá se rovněž studiem chemismu sněhu), ČHMÚ, Masarykova univerzita v Brně či jednotlivé podniky „Povodí“.

2.1 Charakteristiky sněhové pokrývky

Sníh je jeden z hydrometeorů s pevným skupenstvím vypadávající jako atmosférická srážka z oblaků, který se skládá většinou z rozvětvených ledových krystalků. Vypadávání sněhu se přitom označuje termínem sněžení. Při déletrvajícím sněžení dochází při nekladné teplotě zemského povrchu k akumulaci sněhových vloček a vzniká tak sněhová pokrývka,

jejíž charakter se v průběhu jejího výskytu pod vlivem mnoha komplexně působících faktorů neustále mění.

Intenzita sněžení se hodnotí podle dohlednosti, přírůstku výšky nového sněhu či radarovým měřením. V mezinárodním meteorologickém kódování se rozlišuje na slabé, mírné a silné. Další možné dělení intenzity je uvedeno v tab. 1. Sněžení je možné rovněž dělit na občasné a trvalé (Jelínek, 2008).

Tab. 1 - Rozdělení srážek podle intenzity

Intenzita	Děšť [mm*h ⁻¹]	Sníh [cm*h ⁻¹]
velmi slabá	neměřitelné množství	jednotlivé vločky, které nepokrývají celý povrch bez ohledu na dobu trvání
slabá	0,1–2,5	0–0,5 – neovlivňuje dohlednost
mírná	2,6–8	0,6–4,0 – dohlednost je mírně zhoršená
silná	8,0–40,0	> 4,0 – dohlednost zhoršená na 500 m
velmi silná	> 40	krátkodobé intenzivní přeháňky, dohlednost zhoršená pod 500 m

Zdroj: Vašíček in Kubíček (2006)

Hustota sněhu je běžně měřena jako hmotnost sněhu o známém objemu. Lze ji rovněž vypočítat pomocí následujícího vztahu:

$$\rho_s = \rho_i (1 - \varphi) + \rho_w \varphi S_w,$$

kde ρ_s je hustota sněhové pokrývky v [kg/m³], ρ_i je hustota ledu (917 kg/m³), ρ_w je hustota vody v tekutém skupenství (1000 kg/m³), φ je porozita sněhové pokrývky v m³ prostoru pórů na m³ objemu sněhové pokrývky a S_w je nasycení vodou (objem tekuté vody na objem prostorů pór), [m³/m³] (DeWalle a Rango, 2008). V případě, že sněhová pokrývka neobsahuje vodu v tekutém skupenství, je druhá část rovnice rovna nule.

Jednotkou hustoty sněhu je [kg/m³], případně [g/cm³]. Hustota sněhu se během času zvyšuje jeho sleháváním, které může urychlit silný vítr či teploty vzduchu nad bodem mrazu zapříčiňující natávání sněhové pokrývky. Změnu hustoty v čase ukazuje tab. 2. DeWalle a Rango (2008) píše, že hustota čerstvého sněhu se v chladném kontinentálním klimatu pohybuje v rozpětí 50-100 kg/m³. Na konci zimy se hustota sněhu pohybuje v rozmezí 350-550 kg/m³. Čas je však nejdůležitějším faktorem. Podle Martince (1977) čas ovlivňuje hustotu sněhu podle následujícího vzorce:

$$\rho_n = \rho_0 (n+1)^{0,3},$$

kde ρ_0 je průměrná hustota nového sněhu a ρ_n je hustota sněhu po n dnech.

Tento vzorec však nebere v potaz klimatické ovlivnění hustoty sněhu, například tání apod. Podle DeWalle a Rango (2008) hustota sněhu nejvíce roste přibližně 30 dní po akumulaci, v další době se zvyšování hustoty sněhu zpomaluje.

Tab. 2 - Hustota sněhu pro jeho typické druhy

typ sněhu	hustota [g/cm ³]
nový sníh při nízké teplotě a bezvětří	0,01 - 0,03
nový sníh při bezvětří nedlouho po dopadu na povrch	0,05 - 0,07
vlhký nový sníh	0,10 - 0,20
usedlý sníh	0,20 - 0,30
středně starý sníh	0,20 - 0,30
větrem ztvrdlý sníh	0,35 - 0,40
firn	0,40 - 0,65
velmi mokrý sníh a firn	0,70 - 0,80
ledovcový led	0,85 - 0,91

Zdroj: Singh a Singh (2001)

Hustota sněhu je užitečná při výpočtu vodní hodnoty sněhu. Symbolem této charakteristiky je ρ (Singh a Singh, 2001).

Teplota sněhu je běžně udávána ve stupních Celsia [°C], i když může být udána i v jiných jednotkách. Za normálního tlaku nemůže být samozřejmě teplota sněhu vyšší než 0°C. Teplota sněhové pokrývky se mění během sezóny i v průběhu dne jako výsledek komplexu energetických toků ve sněhové pokrývce. Teplota sněhu je ovlivňována jak od povrchu sněhové pokrývky, a to teplotou přilehlého vzduchu, sluneční radiací či deštěm dopadajícím na její povrch, tak i od základů pokrývky, a to přísunem energie ze zemského podloží. Oteplování sněhové pokrývky ve směru od jejího povrchu navíc značně urychluje infiltrace vody v kapalném skupenství do nižších vrstev pokrývky původem z deště či táním povrchu sněhové pokrývky. Sněhová pokrývka se tedy od podloží ohřívá až na teplotu 0°C a v jarním období dochází ke stejnému procesu i ve směru od povrchu sněhové pokrývky. Když teplota sněhové pokrývky dosáhne v celém vertikálním profilu hodnoty 0°C, nazýváme tuto pokrývku jako **zralou** (DeWalle a Rango, 2008).

S teplotou sněhové pokrývky jsou spojeny následující značky, udávající teplotu v různých místech (Colbeck et al., 1990):

Tteplota sněhu

T_ateplota vzduchu ve výšce 1,5 metru nad sněhovou pokrývkou

T_steplota na povrchu sněhové pokrývky

T_gteplota zemského povrchu

$T_{h-0,5}$teplota půl metru pod povrchem sněhové pokrývky

$T_{h+0,5}$teplota půl metru nad zemským povrchem

pozn.: číselné indexy za posledními dvěma veličinami mohou být zvoleny libovolně velké

Velikost zrna více či méně homogenní masy sněhu je dána průměrem velikostí charakteristických zrn. V případě zřejmého smíšení různých velikostí a tvarů zrn mohou být různé skupiny charakterizovány individuálně. Velikost je charakterizována největším změřeným rozměrem a udává se nejčastěji v milimetrech [mm]. Pro snazší srovnání je

velikost zrna řazena do následujících tříd pomocí intervalů (viz tab. 3). Symbolem velikosti zrna je *E* (Colbeck et al., 1990).


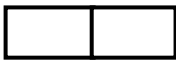

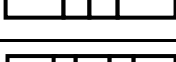

Tab. 3 - Rozdělení velikosti zrn do intervalů

označení	velikost [mm]
velmi jemný	<0,2
jemný	0,2-0,5
středně hrubý	0,5-1,0
hrubý	1,0-2,0
velmi hrubý	2,0-5,0
extrémně hrubý	>5,0

Zdroj: Colbeck et al. (1990)

Obsah vody v tekutém skupenství je většinou vyjádřen jako procentuální podíl objemu sněhu a obvykle vyžaduje měření hustoty odebíraného vzorku. Některé metody používané v současnosti využívají teplou a studenou kalorimetrii, zředění a dielektrické měření. Tekutá voda se ve sněhu stává mobilní při překročení zhruba 2-5% obsahu, kdy voda podléhá gravitaci a přemísťuje se v pokrývce směrem dolů (USACE in Jelínek, 2006). Této hodnotě se říká retiční kapacita sněhové pokrývky. Tato hodnota je však závislá i na textuře sněhu a na velikosti a tvaru sněhových zrn, výšce a hustotě sněhové pokrývky. Klasifikace podle obsahu tekuté vody je uvedena v tab. 4. Symbolem obsahu vody v tekutém skupenství je Θ (Colbeck et al., 1990).

Tab. 4 - Dělení sněhu podle podílu objemu kapalné vody

označení	pozorování, znaky	přibližný obsah Θ [%]	grafický symbol
suchý	obvykle $T < 0^{\circ}\text{C}$, ale suchý sníh se může objevit i při teplotách rovných nule. Oddělená sněhová zrna mají malou tendenci se lepit k sobě, když jsou stlačeny	0	
vlhký	$T = 0^{\circ}\text{C}$, voda není viditelná ani při desetinásobném zvětšení. Při lehkém stlačení mají zrna lehkou tendenci se k sobě lepit	<3	
mokrý	$T = 0^{\circ}\text{C}$, voda je při desetinásobném zvětšení viditelná mezi přilehlými zrny, ale při stlačení rukou není vymačkávána na povrch	3-8	
velmi mokrý	$T = 0^{\circ}\text{C}$, voda je při stlačení rukou vymačkávána na povrch, ale sníh v pórech obsahuje vzduch	8-15	
rozbředlý	$T = 0^{\circ}\text{C}$, sníh obsahuje velké množství vody a relativně malé množství vzduchu	>15	

Zdroj: Colbeck et al. (1990)

Nečistoty mohou mít vliv na fyzické charakteristiky sněhu. Běžnými nečistotami sněhu jsou prach, písek, organické a rozpustné látky. Jejich hmotnostní podíl bývá udáván v [ppm] (parts per million). Malé množství nemívá vliv na fyzické charakteristiky, ale mohou

být objektem zájmu hydrologie a výzkumu životního prostředí. Symbolem obsahu nečistot ve sněhu je **J** (Colbeck et al., 1990).

Tvrdost sněhu spadlého na zem je subjektivní veličina, závislá na nástroji, který pro zjištění použijeme. Nejčastěji používaná je Švýcarská zatloukávací sonda. Tvrdost se měří v newtonech [N]. Může být klasifikována i podle tab. 5, která ukazuje jednak měření pomocí Švýcarské sondy, kdy kladivo o určité váze dopadá z dané výšky na sondu a ta se díky vyvinuté síle podle tvrdosti sněhu do pokrývky zabořuje, i pomocí běžně používaného ručního testu, který je často používán při zjišťování lavinového nebezpečí. Během tohoto testu jsou objekty různé plochy citlivě vtlačovány do sněhu pod silou 50 N, která je snadno vyvinutelná lidskou paží. Symbolem tvrdosti sněhu spadlého na zem je **R** (Colbeck et al., 1990).

Tab. 5 - Dělení uloženého sněhu podle tvrdosti

označení	Švýcarská sonda [N]	pevnost [Pa]	ruční test	symbol	grafický symbol
velmi nízká	0-20	$0 \cdot 10^3$	pěst	R1	
nízká	20-150	$10^3 \cdot 10^4$	4 prsty	R2	/
střední	150-500	$10^4 \cdot 10^5$	1 prst	R3	X
vysoká	500-1000	$10^5 \cdot 10^6$	tužka	R4	//
velmi vysoká	>1000	$>10^6$	ostří nože	R5	XXX
led				R6	—

Zdroj: Colbeck et al. (1990)

Tepelná vodivost je doba, za kterou sněhovou pokrývkou projde určité množství tepla. Je silně závislá na hustotě sněhu, tvaru a velikosti sněhových zrn a rovněž i na obsahu volné vody ve sněhové pokrývce. Teplotní vodivost se vzrůstající teplotou sněhu stoupá, ačkoliv vodivost ledu s teplotou klesá a to díky přenosu latentního tepla při přenosu par. Rovněž roste s hustotou sněhu, kde se vodivost při hustotě 550 kg/m^3 pohybuje zhruba na hodnotě $0,6 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ (DeWalle a Rango, 2008). Pro nízké hustoty sněhu ($< 0,35 \text{ g/cm}^3$) je vodivost možno podle Abelse (1892) vypočítat jako:

$$k_c = 0,0068 \rho_s^2,$$

kde k_c je vodivost sněhu vyjádřena v $[\text{cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}]$ a ρ_s je hustota sněhu.

Pro vyšší hustoty sněhu je možno podle (Kondratěva in Singh a Singh, 2001) vodivost vyjádřit jako:































$$k_c = 0,0085 \rho_s^2.$$

Tepelná vodivost čistého ledu při 0°C je $0,00535 \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, tj. asi

$22,4 \text{ J cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, tj. $2,24 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, což je zhruba 10-20x více než v případě čerstvého sněhu (Armstrong a Brun, 2008) a zhruba 100x více než je tepelná vodivost vzduchu, která činí $0,024 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ (DeWalle a Rango, 2008). V přírodě se vyskytující led má však vodivost nižší v důsledku přítomnosti malých bublinek vzduchu, které působí jako izolant. Symbolem teplotní vodivosti sněhu je **k** (Singh a Singh, 2001).

Tvar zrna sněhu je velmi komplikovaný, a proto jsou tvary tříděny do mnoha klasifikačních typů. Existují dva systémy klasifikace, které pomáhají uživateli spolehlivě zařadit pozorované tvary do jednotlivých tříd. V prvním systému klasifikace se používají číslice 1-9 pro zařazení do hlavních tříd a malá písmena abecedy pro zařazení do subtříd. V druhém případě je dán set písmen, která korespondují s anglickým popisem (např. 8F2aE0.5). První číslice značí úlomek, *Fxx* tvar zrna a *Eyy* velikost v milimetrech [mm], viz tab. 6. Oba systémy jsou sobě ekvivalentní. Grafické symboly při klasifikaci směsi různých tvarů zrn bývají odděleny tečkami. V případě, že metamorfózou dochází ke změně tvaru zrn, píšší se mezi kódy šipky. Symbolem této charakteristiky je **F** (Colbeck et al., 1990).

Tab. 6 - Typy a tvar sněhových částic a jejich klasifikace

ČÁSTEČKY	KRYSTALY		KÓD	GRAFICKÝ SYMBOL	VELIKOST (mm)
PLÁTY			F1		0.-12
HVĚZDICE			F2		1-8
SLOUPKY A PYRAMIDY			F3		1-4
JEHLICE			F4		2-8
PROSTOROVÝ DENDRIT			F5		2-8
UZAVŘENÉ SLOUPCE			F6		1-4
NEPRAVIDELNÉ KRYSTALY			F7		1-8
SNĚHOVÉ KRUPKY			F8		1-5
LEDOVÉ PROJEKTILY			F9		0.5-5
KRUPKY			F0		5-100

Zdroj: IAHS/ UNESCO/ WMO in Singh a Singh (2001), upraveno

Vodní hodnota sněhu je definována jako vertikální hloubka vody, která by vznikla roztátím celé vrstvy sněhové pokrývky. Nejčastěji je měřena v milimetrech. Může být také vypočtena jako suma součinu tloušťky všech jednotlivých vrstev ve sněhové pokrývce (které jsou pokládány za homogenní) a jejich hustoty (Singh a Singh, 2001). Její změna v čase je dána následujícím vztahem (DeWalle a Rango, 2008):

$$\Delta SWE = P \pm E - O,$$

kde ΔSWE je změna vodní hodnoty sněhu v daném časovém rozmezí, P je celkový přísun sněžením, deštěm či redistribucí větrem v daném časovém rozmezí, E je výměna par s okolním prostředím sublimací, výparem či kondenzací v daném časovém rozmezí a O je odtok ze sněhu jeho bází v daném časovém rozmezí.

Výška sněhu se na meteorologických stanicích měří zpravidla v 7 hodin ráno místního času s přesností na centimetry sněhoměrnou latí. Souvislá sněhová pokrývka je taková, když blízké okolí stanice je pokryto alespoň z 50% vrstvou sněhu alespoň 1 cm. Nesouvislá pokrývka zaujímá méně než 50% plochy v okolí stanice. Rovněž je měřena mocnost nového sněhu za uplynulých 24 hodin, a to sněhoměrným prkénkem (Vysoudil, 1997). Symbolem výšky nového sněhu je **HN**, celkové výšky sněhu **HS** (Colbeck et al., 1990).

Albedo je jeden z nejdůležitějších parametrů sněhové pokrývky pro studium jejího tání. Albedo je podíl odražené sluneční radiace od sněhové pokrývky a radiace na ni dopadlé. Je závislé na výšce slunce nad obzorem, vlnové délce dopadajícího záření, teplotě, velikosti sněhových zrn a také výšce sněhové pokrývky. Sníh může odrazit značnou část dopadajícího záření, jak ukazuje tab. 7.

Tab. 7 - Typické rozsahy albeda přírodních povrchů

povrch	albedo
nový sníh	0,75 - 0,95
starý sníh	0,40 - 0,80
ledovcový led	0,30 - 0,40
mořský led	0,30 - 0,40
poušť	0,28 - 0,35
tráva	0,16 - 0,28
pole se vzrostlými plodinami	0,15 - 0,24
lesy	0,10 - 0,18
holé pole	0,08 - 0,25
voda	0,04 - 0,13

Zdroj: Singh a Singh (2001)






Z tabulky vyplývá, že sníh odráží největší podíl slunečního záření ze všech přírodních povrchů. Albedo je však snižováno nečistotami ve sněhu, a to více ve viditelné části spektra než v infračervené části spektra. Například velmi pórovitý, starý, špinavý a vodou nasycený sníh má albedo kolem 0,29 a čistý, kompaktní a suchý sníh kolem 0,86 (Singh a Singh, 2001).

Obecně lze říci, že s rostoucí velikostí sněhových zrn albedo sněhu klesá, rovněž tak se zmenšujícím se zenitovým úhlem slunce. Také je albedo nižší u blízkého infračerveného záření než u záření viditelného. Rovněž albedo snižují organické pozůstatky na sněhové pokrývce a také nízká mocnost sněhové pokrývky (Cline, 1999, DeWalle a Rango, 2008).

Země má průměrné albedo 0,3 (Vysoudil, 1997), zatímco albedo zemského povrchu je pouze 0,15 (Otterman, 1977). Pohybuje se od 0,07 v oblastech tropických deštných lesů po 0,60 ve velmi suchých pouštích.

Povrchová nerovnost sněhové pokrývky popisuje nerovnosti na povrchu vzniklé činností větru, deště, rozdílné evaporace či tání. Průměrná hloubka nerovností měřená v milimetrech je kombinovaná se symbolem charakterizující typ nerovnosti podle tab. 8, například Sb25. Rovněž i vlnová délka či orientace vůči světovým stranám může být objektem zájmu. Symbolem této charakteristiky je *S* (Colbeck et al., 1990).

Tab. 8 - Symboly a označení povrchové nerovnosti sněhové pokrývky

označení	symbol	grafický symbol
rovný	<i>Sa</i>	
vlnitý	<i>Sb</i>	
konkávní brázdy	<i>Sc</i>	
konvexní brázdy	<i>Sd</i>	
nepravidelné brázdy	<i>Se</i>	

Zdroj: Colbeck et al. (1990)

2.2 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku

Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku můžeme rozdělit na faktory klimatické a geografické. Klimatické faktory ovlivňují sněhovou pokrývku přímo a mohou pro její formování být zcela zásadní (srážky, teplota), nebo mohou být pouze doplňkové a sněhovou pokrývku ovlivňovat pouze sekundárně (vítr, solární radiace). Geografické faktory (nadmořská výška, morfologie reliéfu) sněhovou pokrývku přímo neovlivňují, nicméně mají výrazný vliv na klimatické faktory, které následně ovlivňují její vznik, vývoj a zánik.

2.2.1 Úhrn srážek

Srážkový úhrn je naprosto zásadním faktorem ovlivňujícím sněhovou pokrývku, hlavně pro její tvorbu. Bez srážek by žádná sněhová pokrývka nemohla vzniknout. Proto představují jeden z rozhodujících klimatických faktorů, nikoliv však faktor jediný. Druhým velmi důležitým faktorem je teplota vzduchu ovlivňující skupenskou formu srážek, které na povrch vypadávají (více viz. kap. 2.2.2).

Srážky jsou definovány jako voda (v pevném či kapalném skupenství), která dosáhne zemského povrchu. Kondenzace vodních par nastává při relativní vlhkosti 100% a vznik srážek v oblacích popisuje Bergeronova teorie a koalescenční teorie, jejichž princip byl již podrobně popsán ve světové literatuře. Tyto teorie popisují vznik srážek uvnitř oblaků, srážky zde vznikající označujeme jako srážky **vertikální**. Podle vzniku můžeme rozlišovat několik

typů vertikálních srážek, a to srážky: konvekční (termické), cyklonální, orografické (terénní), případně ještě srážky turbulentní (*Singh a Singh, 2001, Kobzová in Kubíček, 2006*).

Srážky **konvekční** vznikají v případě, když teplý vzduch ohřátý u zemského povrchu začne vlivem své nižší hustoty stoupat vzhůru. Vzduch je nahrazován chladnějším vzduchem, který zde proudí podél zemského povrchu. Proces dále pokračuje, avšak vzduch je ve výškách ochlazován, až dochází k jeho ochlazení na rosný bod. Poté dochází ke kondenzaci, která do systému ještě dodává další teplo (tzv. latentní). Vypadávající srážky mají charakter přeháněk s větší intenzitou a krátkou dobou trvání (desítky minut při oblacích typu cumulus, pár hodin při oblacích typu cumulonimbus) (*Singh a Singh, 2001*). Srážky bývají obvykle doprovázeny bouřkami, případně kroupami. Ve středních zeměpisných šířkách jsou časté v letním období, v zimním období jsou méně časté a bývají doprovázeny sněhovými krupkami či srážkami ve formě mokrého sněhu (*Kobzová in Kubíček, 2006*). Konvektivní srážky bývají ve formě velkých kapek a mívají intenzitu až kolem 150-300 mm během hodiny. Zasažují území obvykle o rozloze od 5-8 km² do 1000 km², rychlost jejich pohybu bývá 50 km.h⁻¹. S bouřkami jsou spojeny i silné větry, často o rychlostech až 150 km.h⁻¹ (*Singh a Singh, 2001*).

Srážky **cyklonální** jsou spojeny s postupem tlakové níže (cyklony) a atmosférických front. V případě anafronty stoupá teplý vzduch podél frontální plochy (která odděluje teplý vzduch od vzduchu chladného), dochází k jeho ochlazování a vypadávání srážek. Srážkové pásmo má v případě teplé fronty velkou šířku (300 a více km), vypadávají z něho srážky o menší intenzitě, avšak jejich charakter je trvalý, někdy i více než 24 hodin trvající. V případě studené fronty prvního typu je srážkové pásmo taktéž rozsáhlé, pozorujeme trvalé srážky, avšak srážky v čele fronty mají povahu přeháněk. V případě studené fronty druhého typu je srážkové pásmo široké pouze několik kilometrů a srážky mají povahu silných přeháněk spojených často s bouřkami a silným větrem. Intenzita a trvání srážek však také závisí na výraznosti fronty, rychlosti jejího postupu, roční a denní době (*Kobzová in Kubíček, 2006, Vysoudil, 1997*). Srážky spojené s atmosférickými frontami zasahují území o značné ploše, délka front bývá často i tisíce km. Rychlost postupu cyklon značně kolísá, můžeme však hovořit o rychlostech kolem 50 km.h⁻¹ (*Singh a Singh, 2001, Dvořák, 2003*). Pro potřeby hydrologie sněhu je třeba ještě dodat, že v případě teplé fronty přecházející v zimním období může nastat situace, kdy zatímco teplota vzduchu v přízemní vrstvě je pod bodem mrazu, teplota ve výškách je již kladná a tak často dochází ke srážkám v kapalném skupenství i během záporných teplot vzduchu naměřených ve 2 m nad zemským povrchem. To může vnášet nepřesnosti a falešné trendy do hydrologického modelování tání sněhu při použití kritické teploty vzduchu (viz kap. 2.2.2).

Srážky **orografické** jsou zapříčiněny mechanickým výzdvihem vzduchových hmot způsobeným terénními překážkami (pohoří, horský hřbet, ojedinělé hory), díky němuž se vzduch ochlazuje až na teplotu rosného bodu, kdy dochází k vypadávání srážek. Orografické srážky se projevují na návětrných stranách terénních překážek, nikoliv na stranách závětrných. Srážky bývají stacionární a většinou střední intenzity (*Singh a Singh, 2001*). Další aspekty orografických srážek jsou popsány v kapitole 2.2.8.

Srážky **turbulentní** vznikají mícháním a třením o zemský povrch vzduchu chyceného pod inverzními vrstvami v oblacích o malé tloušťce, avšak velké rozloze. Jsou spojeny se

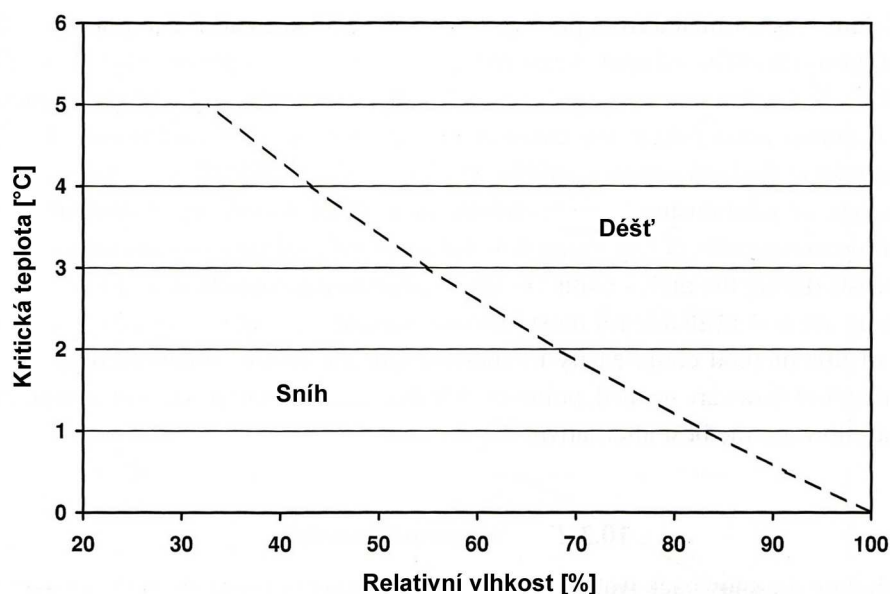
zataženou oblohou po mnoho dní. Srážky jsou většinou představovány drobným mrholením či droboučkým sněžením (Singh a Singh, 2001).

Uvedené typy srážek dosahují zemského povrchu v rozličných tvarech, jako například: déšť, sníh, ledové jehličky, mrholení, sněhové krupky a zrna, kroupy či zmrzlý déšť (Vysoudil, 1997).

Kromě uvedených několika typů vertikálních srážek rovněž existují srážky **horizontální** (usazené), které nevznikají uvnitř vzduchových hmot, nýbrž přímo na zemském povrchu nebo předmětech na něm (vegetace, budovy), kdy vodní páry kondenzují při dotyku se studeným povrchem. Vznikají různé tvary srážek: rosa, zmrzlá rosa, jíní, jinovatka, ovlhnutí, námraza, ledovka, náledí (Vysoudil, 1997).

2.2.2 Teplota a vlhkost vzduchu

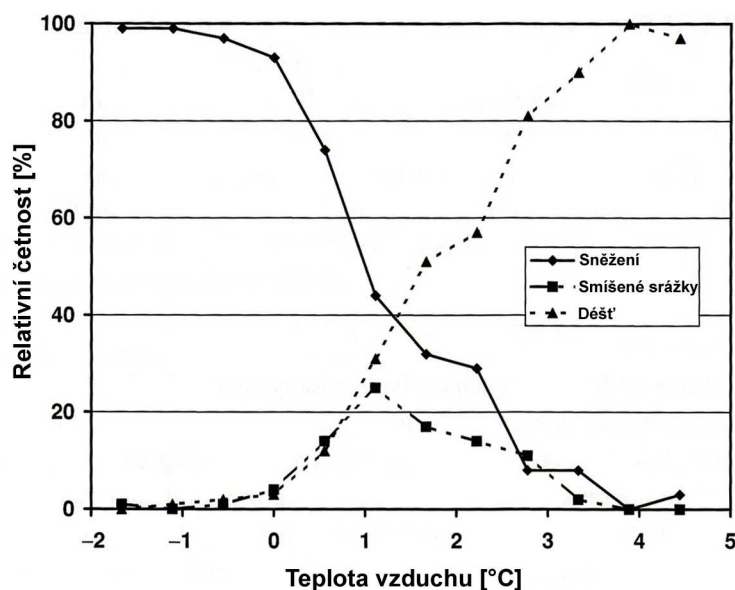
Teplota a vlhkost vzduchu zásadním způsobem ovlivňují skupenství srážek dopadajících na zemský povrch. Sníh padající k zemi je ochlazován energií odejmutou pro jeho sublimaci. Za těchto podmínek se pak sněhová vločka může vyskytovat i při teplotách vyšších než je bod tání vody. Energie potřebná pro sublimaci je ovlivněna intenzitou sublimace, která je závislá na relativní vlhkosti vzduchu, jímž sníh propadává k zemskému povrchu. Například při relativní vlhkosti 55% nastává tání padajícího sněhu až při teplotě $+3^{\circ}\text{C}$, jak ostatně vyplývá z obr. 1.



Obr. 1 - Teplota tání padajícího sněhu v závislosti na relativní vlhkosti vzduchu (zdroj: DeWalle a Rango (2008))

Detailní pozorování amerického ženijního vojska (US Army Corps of Engineers) ukazují četnost sněžení, deště či smíšených srážek v závislosti na teplotě vzduchu (viz obr. 2), které také stanovilo kritickou teplotu pro určení, zdali pozorované srážky spadly v pevném či kapalném skupenství na $1,67^{\circ}\text{C}$. Při aplikaci této hodnoty se ukázalo, že z 90-ti procentní

pravděpodobností přiřazuje srážkám odpovídající skupenství (USACE, 1956). Tato teplota však není jedinou používanou, v praxi se používají teploty v intervalu 0 - 2°C (DeWalle a Rango, 2008).



Obr. 2 - Četnost srážek v jednotlivých skupenstvích v závislosti na teplotě vzduchu (zdroj: USACE (1956), zpracování DeWalle a Rango, upraveno)

V případě dopadu dešťových srážek s kladnou teplotou na sněhový povrch dochází k přísunu energie, která v případě dopadu na zralý sníh způsobuje jeho tání. Tyto hodnoty jsou však v porovnání s energií přijatou solární radiací velmi malé (Cline, 1999).

Teplota rovněž ovlivňuje vlhkost vzduchu, kdy při klesající teplotě za konstantní absolutní vlhkosti roste jeho relativní vlhkost až na 100%. Při následném dalším ochlazení dochází ke kondenzaci vodních par a klesá absolutní vlhkost vzduchu. Při teplotách -30°C již není vzduch schopen udržet téměř žádné vodní páry (Singh a Singh, 2001). Při velké vlhkosti vzduchu se rovněž zvyšuje přísun energie kondenzací par na povrchu sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008).

2.2.3 Vítr

Vítr dokáže transportovat sníh na kilometrové vzdálenosti, než dojde k jeho sublimaci nebo se usadí na zemském povrchu. Přenos sněhu větrem vede k jeho nerovnoměrné distribuci a tedy i k problémům při modelování odtoku z něj. Taktéž ztěžuje měření srážkového uhrnu při sněžení běžnými měrnými prostředky. Uložený sníh po přesunu větrem má také větší hustotu a jeho krystaly jsou menší a zaoblenější (Cline, 1999). Například během měření provedených Harčarikem a Spustou (Spusta, Spusta a Kociánová, 2003) nedaleko Harrachových kamenů v Krkonoších následovaném po silném sněžení doprovázeném silným větrem (25 m/s) byla zjištěna hustota akumulovaného sněhu až 400 kg/m³. Sníh akumulovaný byl suchý (teploty vzduchu -5,6°C až -15°C).

Existují tři hlavní způsoby přenosu sněhu větrem, a to v suspenzi (ve vznosu), saltací (poskakování) a vlečením po podloží. Pohyb v suspenzi nastává při dostatečné rychlosti vzestupných proudů vzduchu, která dokáže překonat zemskou gravitaci, což nastává při rychlosti větru zhruba >10 m/s (Cline, 1999). Takovýmto způsobem jsou transportovány zejména menší částice sněhu. Větší částice jsou přemísťovány saltací, kdy částice poskakují po povrchu sněhové pokrývky a často svojí energií uvolňují z povrchu sněhové pokrývky další částice. Největší části sněhu jsou pak přenášeny vlečením po podloží, kdy vlivem větru kloužou či se kutálejí po povrchu. Největší objemy sněhu jsou však transportovány v suspenzi (DeWalle a Rango, 2008).

Aby nastalo unášení větrem již uloženého sněhu do sněhové pokrývky, je třeba, aby síla větru byla větší než síla, které sněhová pokrývka dokáže odolávat. Síla větru se zvyšuje s rychlostí větru a také s nerovnostmi povrchu. Čerstvý, lehký sníh, s nízkou mírou metamorfózy, který ještě není dostatečně spojen s přilehlými krystaly, odolává daleko menším silám větru než starý, tvrdý, značně metamorfovaný a dobře spojený či vlhký sníh (DeWalle a Rango, 2008).

Vítr urychluje přenos vzduchu a v případě jeho kladné teploty zvyšuje přísun energie potřebné k tání sněhové pokrývky. Marks a Winstral (in Hrušková, 2006) ve své práci ukázali, že vítr ovlivňuje nejen prostorovou variabilitu akumulace sněhu, ale i toky turbulentního tepla. Dopadají-li kapalně srážky na sněhovou pokrývku (angl. rain-on-snow events) a rychlost větru je vysoká, dochází na návětrných místech k intenzivnímu tání, zatímco v závětrí je intenzita tání sněhu podstatně nižší.

Velký vliv na sněhovou pokrývku, naopak však na závětrných stranách, má také typ větru zvaný föhn, jež je však orografického původu (viz kap. 2.2.8).

2.2.4 Solární radiace

Solární radiace za jasných dnů dodává energii částicám sněhu a tak zvyšuje objem sněhu ztraceného sublimací (DeWalle a Rango, 2008).

Energie slunečního záření, obzvláště záření krátkovlnného o vlnových délkách $\lambda = 0,4$ až $2 \mu\text{m}$, reprezentuje hlavní zdroj energie pro tání sněhové pokrývky. Bilance krátkovlnného záření je vždy kladná, tzn. že převládá přísun energie nad jejím vyzařováním zpět do okolí. Poměr mezi energií přijatou a vyzařenou je dán albedem povrchu, kam záření dopadá (viz. kapitola 2.1).

Energie přijatá je součtem přímého slunečního záření a záření rozptýleného v atmosféře, jehož vlnová délka bývá většinou kratší (Vysoudil, 1997). Za bezoblačného počasí při výšce slunce nad obzorem $>40^\circ$ je poměr přímého a rozptýleného záření zhruba 4:1. Při nižších výškách slunce nad obzorem (ve vyšších zeměpisných šířkách nebo z rána či večer) je podíl rozptýleného záření vyšší v důsledku vyššího rozptylu přímého slunečního světla způsobené větší délkou průchodu záření zemskou atmosférou. Naopak při zcela zatažené obloze může být podíl rozptýleného záření vyšší než 80%. Rovněž také klesá albedo sněhového povrchu (DeWalle a Rango, 2008).

Odraz slunečního záření není doménou pouze povrchu sněhové pokrývky. Sluneční záření prochází do větších hloubek sněhové pokrývky. V případě čerstvého sněhu o malé hustotě je většina slunečního záření pohlcena již v hloubce zhruba 5-10 cm, v případě starého sněhu o velké hustotě proniká záření až do hloubky cca 25 cm. Pokud je mocnost sněhové pokrývky nízká a záření prochází až na zemský povrch, jehož albedo bývá značně menší, dochází ke snížení reálného albeda sněhového povrchu a rovněž k ohřívání zemského povrchu pohlcenou solární energií, což může urychlit proces tání sněhové pokrývky. Pohlcená energie navíc urychluje proces metamorfózy a s ní spojený růst částic sněhu dále snižuje jeho albedo (*DeWalle a Rango, 2008*).

Každý povrch s teplotou vyšší než absolutní nula (0°K) vyzařuje do okolí elektromagnetické záření, přičemž sníh je velmi dobrý zářič. Množství vyzářené energie je přímo úměrné čtvrté mocnině jeho absolutní povrchové teploty (*Vysoudil, 1997*). V případě dlouhovlnného záření ($\lambda = 2$ až 100 μm) za jasné oblohy při teplotě 0°C tak převládá vyzářená energie nad energií absorbovanou dlouhovlnným zářením. Při zakrytí oblohy dochází k nárůstu energie přijaté a poklesu energie vyzářené. Rozdíly se tak zmenšují. Míra závisí na typu oblačnosti a míře zakrytí oblohy (*DeWalle a Rango, 2008*). Při zatažené obloze a dešti dochází až k vzájemnému vyrušení energie přijaté a vyzářené dlouhovlnným zářením (*Cline, 1999*).

2.2.5 Sublimace

Sublimace reprezentuje výměnu molekul vody mezi sněhem či ledem a vzduchem (*Déry, 2001*). Může rovněž probíhat i opačným směrem, kdy bývá často nazývána desublimací. Sublimace je zapříčiněna vyšší tlakem par v ledových krystalech, než je tlak par v okolním vzduchu. Ten se v ledových krystalech ještě zvětšuje vzrůstem teploty ledu k bodu mrazu a tak je sublimace při vyšších teplotách intenzivnější (*DeWalle a Rango, 2008*).

Při sublimaci dochází ke zvyšování obsahu par ve vzduchu přilehlém ke sněhovým částicám a tím k nárůstu vlhkosti, která může omezit míru sublimace, dokud nedojde k výměně tohoto vzduchu se sušším vzduchem v okolí. To zapříčiňuje větší míru sublimace z větrem unášeného sněhu než z usedlé sněhové pokrývky. Odhady sublimačních ztrát ukazují, že se tyto ztráty z větrem unášeného sněhu pohybují od 10-15% ročního úhrnu sněhových srážek v případě chladných a větrem chráněných míst až do 40% ročního úhrnu sněhových srážek v případě míst s teplým a větrným klimatem (*Xiao et al., Dery a Yau in DeWalle a Rango, 2008*). Nižší teplota vzduchu tedy snižuje množství sublimovaného sněhu (*Déry, 2001*). Míra sublimační ztráty závisí kromě teploty i na objemu větrem transportovaného sněhu, vlhkosti, rychlosti větru a solární radiaci (*Cline, 1999, Déry, 2001*). Modelové studie také ukazují, že hodnoty sublimačních ztrát z větrem neseného sněhu se mohou pohybovat kolem ročních hodnot 16-50 mm v případě jižních částí Kanady (*Cline, 1999*) nebo až do hodnot 2-3 mm za den (*Xiao et al., Dery a Yau in DeWalle a Rango, 2008*).

Míra sublimace ze sněhové pokrývky může dosáhnout až zhruba 20% maximální zimní vodní hodnoty sněhu (*Schmidt in DeWalle a Rango, 2008*). Stejný autor také hovoří o sublimační ztrátě ze sněhové pokrývky v míře 78 mm vodní hodnoty během 40 denní

akumulace sněhu v subalpínském lese v Coloradu. *Poljakova in Jelínek (2008)* určila výpar ze sněhové pokrývky následovně (viz tab. 9).

Tab. 9 - Měsíční výpar ze sněhové pokrývky v závislosti na teplotě vzduchu

Teplota vzduchu [°C]	0	-1	-2	-3	-4	-5	-7	-10	-15	-20
Výpar [mm/měsíc]	30	27	24	22	20	17	12	7	4	3

Zdroj: Poljakova in Jelínek (2008)

Množství výparu je závislé na sluneční radiaci, teplotě, působení větru a fyzikálních parametrech sněhové pokrývky, především na její hustotě a tepelné vodivosti (*Kemel, 2000*).

Sublimace je také daleko větší v případě větrem unášených částic sněhu, a to v důsledku většího povrchu sněhu (*DeWalle a Rango, 2008*). V závislosti na meteorologických podmínkách mohou tyto ztráty dosahovat až prvních desítek mm vodní hodnoty sněhu za rok (*Cline, 1999*).

2.2.6 Vegetační pokryv

Vegetační pokryv výrazným způsobem ovlivňuje formování sněhové pokrývky. Kromě snižování rychlosti větru a s tím spojeného snížení schopnosti větru unášet sněhové částice je vegetace příčinou intercepce, která je nejpatrnější v lesních porostech. Je potřeba rozlišovat intercepci okamžitou, tj. intercepci spojenou s činiteli působícími v době srážky, a intercepci celkovou, spojenou s několika činiteli v delším období (*Hříbík a Škvarenina, 2006*).

Při sněžení na zalesněné plochy dochází ještě před dosažením sněhovými částicemi zemského povrchu k interakci s kanopami stromů. Část sněhových částic je zde zachycena, dochází k akumulaci sněhu, který se v této chvíli nezúčastní formování sněhové pokrývky na zemském povrchu. Sníh akumulovaný na stromových kanopách podléhá dalším vlivům.

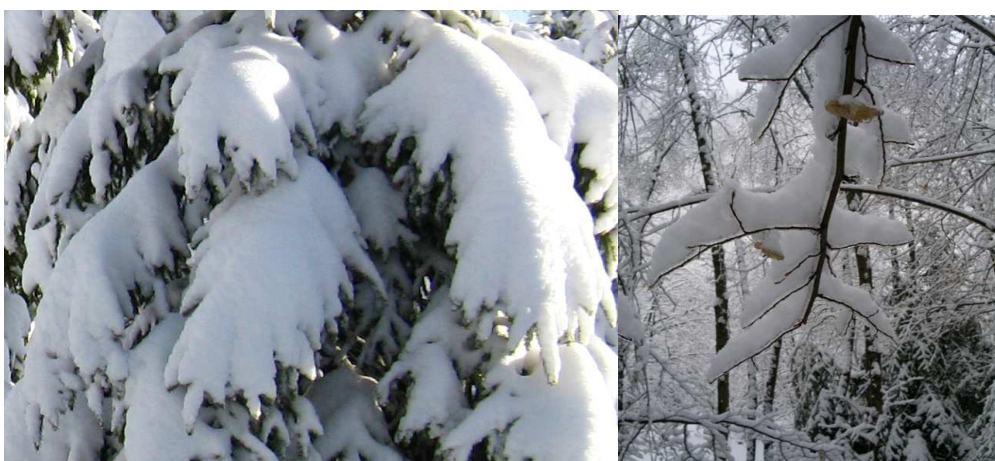
Sníh zde uložený může například s časovým zpožděním spadávat na zemský povrch, a to buď ve formě ledových krystalků v případě chladného a větrného počasí, nebo ve formě velkých mas sněhu, které sjíždějí z korun stromů při oblevě nebo v důsledku ohybu větví při přílišné hmotnosti akumulovaného sněhu (*DeWalle a Rango, 2008*). Rovněž může docházet k odkapávání tavné vody na sněhovou pokrývku. Objem vody spadlý tímto způsobem na sněhovou pokrývku je však minoritní (*Brooks et al., Johnson in DeWalle a Rango, 2008*).

Objem sněhu před spadnutím z kanop stromů na sněhovou pokrývku může být zmenšen sublimací či odpařováním nebo může být dále redistribuován větrem. Tento úbytek je souhrnně nazýván intercepční ztráta. Její velikost je závislá na typu a hustotě vegetace a na meteorologických podmínkách během a po sněžení. Rovněž je ztráta závislá i na době, po kterou je sníh zachycen na vegetaci, než dojde k jeho spadnutí na sněhovou pokrývku. Doba je závislá hlavně na rychlosti větru, přísunu slunečního záření a teplotě vzduchu (*DeWalle a Rango, 2008*). Výzkumy ukazují, že se tato ztráta intercepce zadrženého sněhu pohybuje v rozmezí 10-45% u listnatých opadavých lesů až po neopadavé stromy (*Lundberg a Halldin, Essery a Pomeroy in DeWalle a Rango, 2008*). Avšak *Satterlund a Haupt (in DeWalle a*

Rango, 2008) při svých experimentech na osamocených jehličnatých stromech v humidních oblastech poukazují na fakt, že 80% vodní hodnoty sněhu původně usazené na korunách stromů později spadlo na sněhovou pokrývku, a to buď v pevném či kapalném skupenství. *Storck et al. (2002)* jde ještě dál a dodává, že v pobřežních oblastech amerického Oregonu, kde jsou podmínky příznivé pro tání a dešťové srážky se ztráta sublimací či odpařováním ze sněhu uloženého na kanopách douglaské jedle blíží nule. Z objemu sněhu zachyceného v korunách spadlo 28% na sněhovou pokrývku v tuhém skupenství a 72% ve skupenství kapalném. Naopak při podmínkách nevhodných pro tání vypočítával velikost sublimace ze sněhu na korunách stromů ve výši 0,5 mm za den v těchto humidních pobřežních oblastech. Sublimace z intercepovaného sněhu v aridních oblastech bude nepochybně mnohem vyšší. Obecně lze však říci, že ztráty způsobené sublimací jsou vyšší na kanopách stromů než na zemském povrchu pod nimi (*Cline, 1999*).

Množství sněhu zachycené intercepce je závislé na mnoha faktorech, jako například přítomností otevřených ploch v blízkém okolí (*Cline, 1999*) a zvláště pak na druhových specifikách vegetačního pokryvu. Konkrétně je to přítomnost listů či jehliček (stromy opadavé či neopadavé), charakter jehlic či listů, úhel větví stromů a jejich flexibilita či tvar koruny stromů. *Zelený (1975)* píše, že jehličnatý víceletý les zadržuje větší množství srážek než les listnatý stejného stáří.

Přítomnost jehliček v zimním období totiž u neopadavých stromů oproti opadavým listnatým stromům zvětšuje plochu kanop stromů a tím pádem může být množství zde akumulovaného sněhu podstatně vyšší než u v zimním období holých listnatých stromů, i když i zde se může jednat o významné množství (obr 3). Délka jehliček, počet jehliček ve svazku a jejich orientace mají na množství intercepovaného sněhu malý vliv. Flexibilita větví ovlivňuje spád zadrženého sněhu na sněhovou pokrývku, se vzrůstající teplotou se flexibilita zvětšuje a tak kanopy stromů při teplotách kolem bodu mrazu nesou menší množství sněhu (*Schmidt a Pomeroy, 1990*).



Obr. 3 - Intercepovaný sněh na neopadavém jehličnatém stromě (smrku) a opadavém buku (foto: autor, Hříbík a Škvarenina (2007))

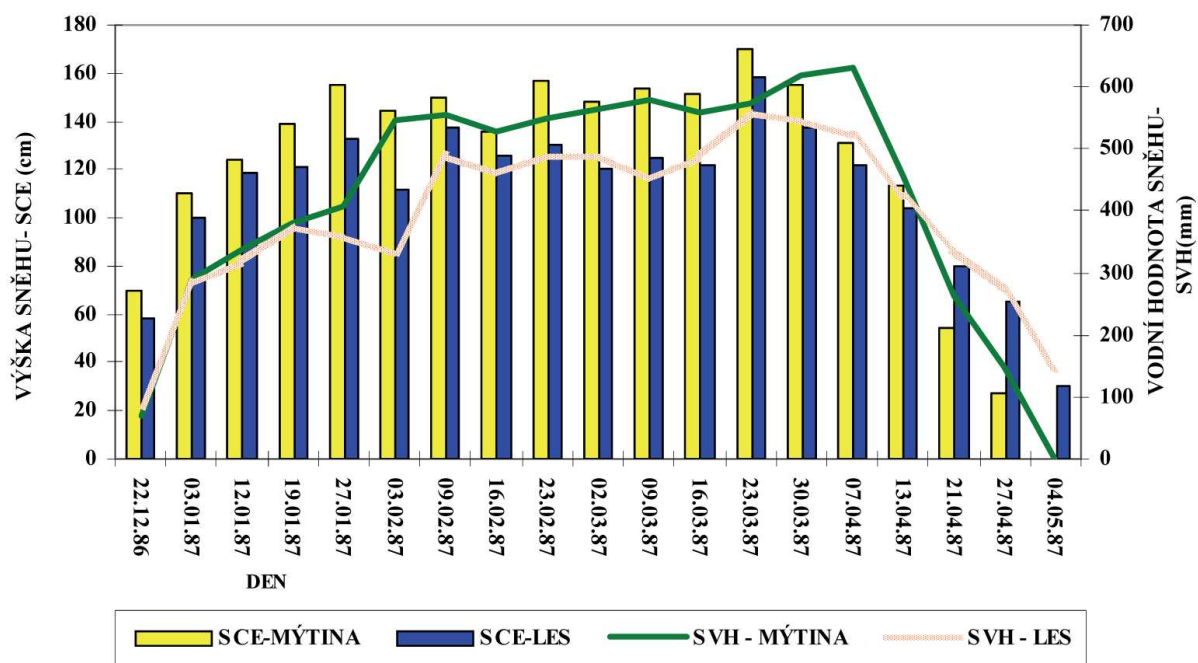
Rovněž i meteorologické podmínky během sněžení ovlivňují množství zadrženého sněhu. Například teploty blízko bodu mrazu zvyšují soudržnost sněhových částic a za účinku větru může dojít k výraznému přilnutí sněhu na kanopy stromů. Při sněžení za nízkých teplot se přilnavost sněhových částic zmenšuje a za působení větru může dojít k uvolnění i již intercepovaného sněhu. Při dešťových srážkách na již uložený sníh dochází k jeho zadržení, nicméně při větším množství dochází ke zvětšování hmotnosti intercepovaného sněhu, jeho natávání a pádu na sněhovou pokrývku (*DeWalle a Rango, 2008*). *Schmidt a Gluns* (in *DeWalle a Rango, 2008*) vytvořili vzorec pro spočítání maximální kapacity sněhu, kterou jsou schopny kanopy sněhu nést:

$$S_m = S_b * (LAI) * (0,27 + 46/\rho_s),$$

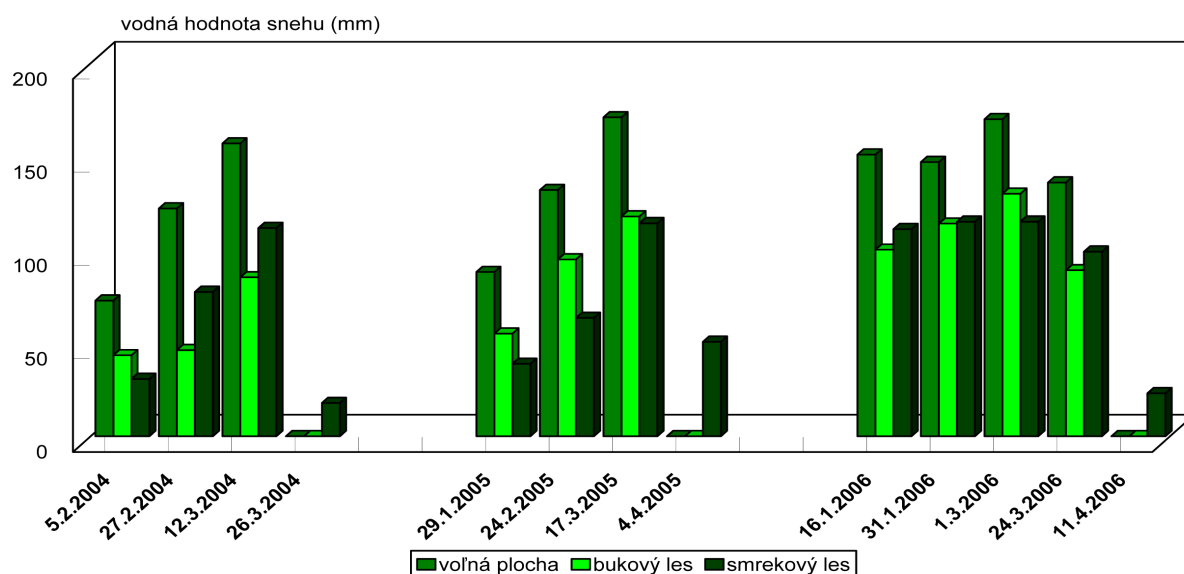
kde: S_m je maximum kapacita sněhu uložená na kanopě v [mm]; S_b je maximální skladnost na větvích (6,6 mm pro borovici, 5,9 mm pro smrk); (LAI) je index plochy listů, bezrozměrný; ρ_s je hustota čerstvého sněhu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]. Vzorec byl však vytvořen pro kanadské lesní porosty, kde jsou dešťové srážky a tání během zimního období výjimečné.

Souhrnně lze říci, že vegetace svou intercepcí snižuje vodní hodnotu sněhu akumulovaného pod korunami stromů. Nicméně existuje výjimka, kdy naopak vegetační intercepce zvyšuje vodní hodnotu sněhu uloženého v lesních ekosystémech, a tou je intercepce pevných horizontálních srážek ve formě námrazy, která může například ve smrkovém vegetačním stupni nadlepšovat hydrické poměry lesních ekosystémů (*Hříbík a Škvarenina, 2006*).

Lesní mikroklima ovlivňuje sněhovou pokrývku snížením intenzity tání oproti bezlesí díky menší účinnosti teploty vzduchu na tání sněhu, vyloučením odvátí sněhu a celkově pomalejší metamorfózou sněhu. Během určitých období tak může docházet k tomu, že les má větší zásobu vody oproti volnému terénu (*Zelený, 1975, Pobříšlová a Kulasová, 2000*), viz. obrázek 4 a 5. Rychlost tání v jarním období se například ve slovenském pohoří Poľana v různé vegetaci pohybuje v následujících hodnotách: otevřená plocha 13,6 - 17,1 mm/den, bukový les 14,8 - 19,6 mm/den a smrkový les 3,9 - 6,8 mm/den. Vysoké hodnoty u bukového lesa jsou zapříčiněny nízkou redukcí přichozího slunečního záření a naopak nízkou intenzitou vyzařování dlouhovlnného záření, zejména v noci. Dochází tak k vytvoření teplého jarního mikroklimatu (mikroklima jarních heliofytů) (*Hříbík a Škvarenina, 2007*). Naopak však před nástupem jarního tání bývá vodní hodnota sněhu v lesním porostu nižší až o 35% (*Pobedinskij a Krečmer, 1984*), průměrně o 20-30% (*Hříbík a Škvarenina, 2006*) než na nezalesněných plochách (obr. 4 a 5).



Obr. 4 - Vývoj sněhové pokrývky v průběhu zimní sezóny 1986-87 v různých lokalitách vegetace (zdroj: Pobříšlová a Kulasová (2000))



Obr. 5 - Vývoj vodní hodnoty sněhu v průběhu tří zimních sezón v různých typech vegetace v pohoří Poľana (zdroj: Hříbík a Škvarenina (2007))

Na obr. 5 můžeme v roce 2004 pozorovat menší vodní hodnoty sněhové pokrývky v bukovém lese, což bylo dáno oceánským chodem zimy, který zapříčiňuje tání sněhu i v průběhu zimy a které bývá v bukovém lese velmi intenzivní (viz výše).

Pod korunami stromů totiž dochází k odtávání sněhu s menší intenzitou než na otevřených plochách, a to v důsledku menší intenzity výměny vzduchu s převážně teplejším okolím a ztráty radiční energie v korunách stromů (i když mají lesní porosty menší albedo než bezlesé plochy). Můžeme zde pozorovat rovněž menší intenzitu výměny tepla mezi lesem

a volným ovzduším v důsledku oslabení proudění vzduchu (*Hříbík a Škvarenina, 2006*). Les si tak zachovává mikroklima chladnější a rovněž vlhčí než je teplota okolního vzduchu. Míra ovlivnění klimatu je dána opět hlavně druhovou skladbou lesa, kdy jehličnany mají vliv na rozdíl lesního mikroklimatu oproti okolí větší. Vliv lesa na intenzitu odtávání sněhu je větší na jih obrácených svazích než na svazích severně orientovaných (*Krečmer, 1969*). Rychlost odtávání sněhu se zvyšuje se snižující se hustotou korun stromů a zmenšující se ochranou před větrem. V případě malých otevřených ploch v lesním prostředí (tzv. porostových oknech) můžeme hovořit o největších sněhových akumulacích v důsledku ochrany před větrem, sublimací, slunečním zářením (podobně jako uvnitř lesních porostů), avšak v tomto případě sněhové akumulace nejsou snižovány intercepací (*DeWalle a Rango, 2008*). Největší zásoby sněhu jsou pozorovány v mýtinách se šířkou 2x až 5x větší, než je průměrná výška přilehlých stromů (*Golding in DeWalle a Rango, 2008*). *Gary (1974)* však pozoroval zvýšenou intenzitu odtávání na lesních mýtinách (se šířkou podobnou průměrné výšce přilehlého lesa) při okrajích lesa, které neposkytují ochranu před slunečním zářením. Naopak zastíněné okraje mýtiny vykazovaly relativně velké zásoby sněhu i v pozdním jarním období, i když k úplnému roztátí sněhové pokrývky došlo v tomto případě zhruba ve stejné době jako v přilehlém lese. Stejný autor však pozoroval na území nechráněném před slunečním zářením o 87% větší objem ztrát způsobených sublimací či výparem než v případě zastíněného okraje lesní mýtiny.

Avšak obzvlášť velký vliv má vegetační pokryv v případě krátkovlnného přímého záření, kdy například na sněhovou pokrývku v hustých jehličnatých lesích dopadá pouze zhruba 10% radiační energie. V případě listnatých lesů, které jsou během zimní sezóny bezlisté, se prostupnost slunečního záření pohybuje kolem 50%. Míra ovlivnění vegetačním krytem je rovněž ovlivněna i zenitovým úhlem slunce (s jeho růstem množství propuštěné energie klesá), a také výškou stromů. Naproti tomu míra ovlivnění u rozptýlené sluneční energie vegetačním pokryvem je relativně nízká. Navíc může nastat v lesních porostech vícenásobný odraz záření, kdy se radiace odražená od sněhové pokrývky odráží zpět na sněhový povrch od korun stromů (*DeWalle a Rango, 2008*).

Les má však rovněž významný vliv na dlouhovlnné sluneční záření, kdy roste množství přijaté energie, a to díky tomu, že koruny stromů jsou velmi dobrým absorberem dlouhovlnné radiace, kterou následně vyzařují do svého okolí a mimo jiné na sněhovou pokrývku. To má za následek výrazné snížení záporné dlouhovlnné bilance při jarním tání sněhové pokrývky. V důsledku se i celková radiační bilance ploch krytých vegetačním krytem (která je zpravidla na otevřených prostorách během jarního tání, kdy je teplota sněhu 0°C, výrazně záporná) blíží nule, obzvlášť v hustých jehličnatých lesích (*DeWalle a Rango, 2008*).

Jak již bylo řečeno, lesní porost má také vliv na rychlost větru. Rychlosti větru pod korunami stromů jsou většinou poměrně nízké (<1 m/s), avšak rozpětí vlivu lesního porostu je vysoké, jak dokazuje tab. 10. Obecně však lze říci, že se vzrůstající rychlostí větru vliv klesá a že jehličnaté porosty snižují rychlost větru více, i když je u nich větší rozptyl naměřených hodnot (*Rauner, 1976*). Na návětrných stranách bývá také na okraji lesa více sněhu, který sem byl přinesen větrem (*Hrušková, 2006*).

Dalším z vlivů vegetačního pokryvu je ovlivňování teploty vzduchu a rovněž i jeho vlhkosti. Zjednodušeně lze říci, že vegetační kryt snižuje maximální denní teploty, a to v důsledku zastínění sněhové pokrývky pod korunami stromů od slunečního záření a naopak zvyšuje nejnižší denní teploty v důsledku většího příjmu dlouhovělného záření z korun stromů. V případě maximální denních teplot je vliv jehličnatého lesa zhruba 0,5 - 1,5°C (Kittredge, 1948), ale zanedbatelný v případě opadavého lesa listnatého (Peters, 1980). Stejný autor stanovil hodnoty u opadavého listnatého lesa na -0,9°C a +0,6°C u denních maxim, resp. minim.

Změna relativní vlhkosti zapříčiněná vegetačním krytem je způsobena většinou změnou teploty vzduchu, zatímco rozdíl mezi tlakem vodních par oproti vzduchu na otevřených plochách bývá maximálně 50 Pa (DeWalle a Rango, 2008).

Tab. 10 - Koeficient rychlosti větru v lesním porostu v závislosti na typu vegetace

Koeficient rychlosti větru	Typ lesního porostu	Zdroj
0,4	dubový les	Parrot, 1974
0,9	Javor mono	Ishii a Fukushima, 1994
0,51	opadavý listnatý les	Hashimoto et al., 1994
0,77	opadavý listnatý les	Hashimoto et al., 1994
0 - 0,22*	Topol osikovitý	Hardy et al., 1997
0,12 - 0,51	jehličnatý les	Kittredge, 1948
0,8	Kryptoméria japonská	Ishii a Fukushima, 1994
0,8	Jedle sachalinská	Ishii a Fukushima, 1994
0 - 0,06*	Smrk černý	Hardy et al., 1997
0,76	stálezelený jehličnatý les	Hashimoto et al., 1994

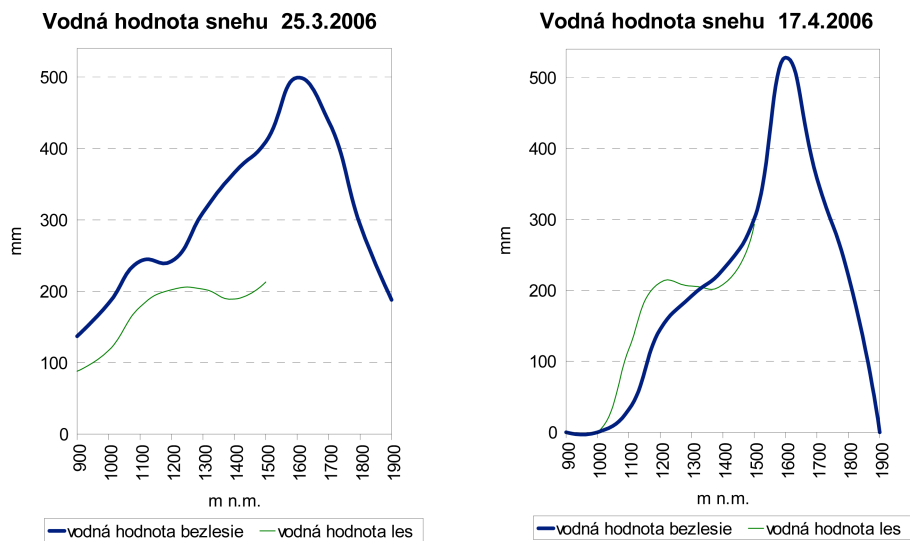
pozn.: * platí pro neovlivněné rychlosti větru do 5 m/s

Zdroj: DeWalle a Rango (2008), upraveno

2.2.7 Nadmořská výška

Jak již bylo řečeno v úvodu, nadmořská výška není příčinný faktor, který by ovlivňoval sněhovou pokrývkou (Cline, 1999). Nadmořská výška ale nicméně ovlivňuje ostatní faktory (popsané v této kapitole), které sněhovou pokrývkou zásadním způsobem determinují.

Nadmořská výška například ovlivňuje přítomnost a skladbu vegetačního krytu na území (výškové vegetační stupně), který pak dále ovlivňuje kvalitu a kvantitu sněhové pokrývky (kap. 2.2.6). V případě absence vegetačního krytu ve vysokých nadmořských výškách také například dochází k výraznému nárůstu vlivu větru na sněhovou pokrývkou (kap. 2.2.3), který přemísťuje sníh z pozic vystavených větru do míst chráněných před větrem. Například výzkum Hribika a Škvareniny (2007b) v masivu Kral'ovej Hole ukazuje nárůst výšky a vodní hodnoty sněhové pokrývky v pásmu lesů i kosodřeviny s výškou, avšak v pásmu alpských luk měly tyto charakteristiky sněhové pokrývky sestupnou tendenci (viz. obr 6). Dokonce došlo k odtátí sněhu ve vrcholových partiích stejně jako v nízkých nadmořských výškách, avšak ve středních polohách sníh přetrval až do pozdějšího jarního období.



Obř. 6 - Vodní hodnota sněhu v profilu Kraľovej Hole v závislosti na nadmořské výšce a vegetaci (zdroj: Hřbík a Škvarenina (2007b))

Teplota vzduchu také obvykle velmi dobře koreluje s nadmořskou výškou, kdy podle Chábery (1987) klesá průměrně o $0,54^{\circ}\text{C}$ s růstem nadmořské výšky o 100 m. Tuto hodnotu nazýváme teplotní gradient. Tento gradient je však velmi variabilní. Je ovlivňován například roční dobou (v lednu činí průměrně $0,35^{\circ}\text{C}$ a v červenci $0,67^{\circ}\text{C}$), dále pak vlhkostí vzduchu. Singh a Singh (2001) například uvádí, že při suchoadiabatickém ochlazování vzduchu dochází k poklesu jeho teploty o $0,95^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, ale při vlhkoadiabatickém ochlazování je gradient nižší, v důsledku uvolňování latentního tepla při kondenzaci. Velikost vlhkoadiabatického gradientu se mění, a to v závislosti na teplotě vzduchu, jelikož při vyšší teplotě se při kondenzaci uvolňuje více latentního tepla, avšak nebývá nižší než $0,2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (DeWalle a Rango, 2008). Pro úplnost je třeba dodat, že Singh a Singh (2001) udávají průměrný teplotní gradient $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Nadmořská výška skřze další faktory samozřejmě ovlivňuje i sněhovou pokrývku. Například při expedičním měření sněhové pokrývky v povodí Bystré v Nízkých Tatřách byly vertikální gradienty vodní hodnoty sněhové pokrývky v lesním porostu, řídkém lese a na otevřené ploše následující: v lese vodní hodnota vzrůstá v průměru o 32 mm za 100 m, v řídkém lese o 24 mm za 100 m a na otevřené ploše 15 mm za 100 m, přičemž gradienty na konci zimy byly větší než na jejím počátku (Pecuřová a Holko, 2002).

2.2.8 Morfologie reliéfu

V horském terénu jsou vzduchové hmoty při svém pohybu nuceny horskými formacemi stoupat do vyšších nadmořských výšek. V důsledku toho nastává jejich ochlazování buďto suchoadiabatickým nebo vlhkoadiabatickým teplotním gradientem. Ochlazováním se zvyšuje relativní vlhkost vzduchu a při dosažení rosného bodu dochází ke kondenzaci vodních par. Orografická překážka způsobuje zpomalení či úplné zastavení

postupu atmosférické fronty. Orografické zvýšení srážek se však projevuje pouze na návětrné straně, na závětrné straně hovoříme o srážkovém stínu. Navíc je zvyšování srážkových úhrnů s rostoucí nadmořskou výškou limitováno výškou hladiny kondenzace, nacházející se ve výškách 2000 až 5000 m n.m. V takovém případě hovoříme o srážkové inverzi (*Vysoudil, 1997*). *Nosek (1972)* navíc dodává, že vliv nadmořské výšky je podružný, hlavní příčinou zvyšování úhrnů srážek je tvar a úhel sklonu svahů.

Velikost orografického efektu je závislá na mnoha proměnných, například na rychlosti větru ve vyšších vrstvách atmosféry, obsahu vodních par ve vzduchu, sklonu svahů a rovněž směru proudění vzhledem ke směru horského pásma (*Barry, Whiteman in DeWalle a Rango, 2008, Singh a Singh, 2001*). Množství srážek také ovlivňuje poloha lokality v horském pásmu či klimatu, ve kterém se nachází, rovněž tak roční doba. To může dokumentovat stav v západní Himálaji, kdy srážkové úhrny v jejím vnějším horském pásmu s výškou rostou, ve středním pásmu rostou pouze v monzunovém a postmonzunovém období (v zimním a premonzunovém období úhrny s výškou klesají) a na hlavním horském hřebeni úhrny srážek klesají po celý rok, kdy se místní roční úhrny pohybují pouze kolem jedné šestiny úhrnů na vnějším pásmu pohoří (*Singh a Kumar in Singh a Singh, 2001*).

Nejvíce sněhových srážek vypadává z vlhkem nasyceného vzduchu, který se rychle pohybuje po svazích hor vzhůru kolmo na horské pásmo, a to hlavně na návětrné straně hor. Při pohybu paralelně s horským pásmem se orografické zvýraznění srážek nemusí dostavit. Jelikož často během celé zimní sezóny nemá proudění vzduchu stejný směr, ale naopak směr proměnlivý, nemusí (kromě zcela rané fáze vývoje sněhové pokrývky) výška vodní hodnoty sněhu s nadmořskou výškou ani na převážně návětrných svazích dobře korelovat (*DeWalle a Rango, 2008*).

Kromě množství srážek ovlivňuje morfologie terénu rovněž jejich skupenství, rychlost a směr větru, vlhkost vzduchu a také bilanci solární radiace díky různě ukloněným svahům vůči světovým stranám a jejich strmosti. Také může dojít k zastínění některých území přilehlým terénem nebo naopak k příjmu části záření odraženého z protilehlého svahu svahem zastíněným. V případě značných zeměpisných šířek či velmi hlubokých údolí může být zastínění i dlouhotrvající a tím pádem mít markantní vliv na příjem přímého slunečního záření (*DeWalle a Rango, 2008*).

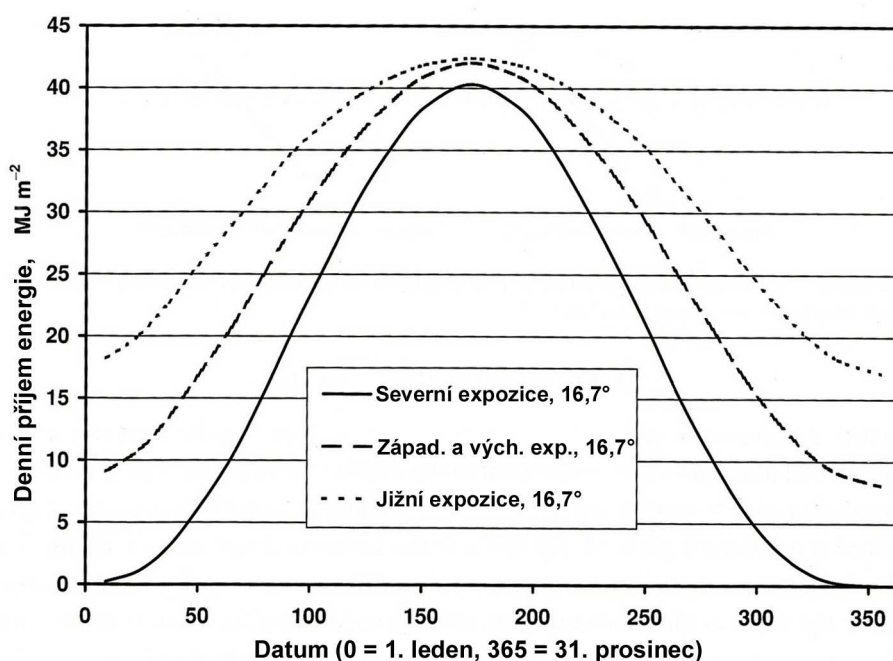
V případě zatažené oblohy či velmi nízké výšky slunce nad obzorem se stává dominantním přísun energie z rozptýleného slunečního záření. Ten je ovlivněn mimo orientace svahů rovněž zakrytím části oblohy ukloněným zemským povrchem, kdy je v extrémním případě svislého povrchu (90°) možno pozorovat pouze polovinu oblohy. Další hodnoty pro různě ukloněné svahy jsou uvedeny v tab. 11. Místo zakryté oblohy však na druhé straně přibývá vliv přilehlého reliéfu viditelného z ukloněného svahu. Vliv reliéfu na solární radiaci je však více významný u přímého záření než u záření rozptýleného (*DeWalle a Rango, 2008*).

Tab. 11 - Část oblohy viditelná z různě skloněného svahu

Sklon svahu [°]	Pohledový faktor oblohy
0	1,000
5	0,998
10	0,992
15	0,983
20	0,970
30	0,933
45	0,854
90	0,500

Zdroj: DeWalle a Rango (2008)

V případě přímého slunečního záření ovlivňuje sklon a orientace svahů především zenitový úhel slunce a tím pádem množství takto přijaté energie. V případě jižně exponovaného svahu jsou pak míry přijaté přímé sluneční energie vyšší, u severně orientovaného svahu nižší, jak dokazuje obr 7. Z grafu vyplývá, že rozdíly jsou největší v zimním období, v letním období se znatelně zmenšují. Na jih obrácené svahy vykazují díky většímu příjmu energie rovněž vyšší konvekci, která vede ke vzniku kupovité oblačnosti a intenzivnějším srážkám (Vysoudil, 1997).



Obr. 7 - Denní potenciální příjem solární energie v průběhu roku u různě orientovaných svahů se sklonem 16,7° na 50° severní zeměpisné šířky (zdroj: Frank a Lee in DeWalle a Rango (2008))

Prudké svahy jsou často také příčinou masivních lavin, během jejichž uvolnění dojde k přesunu značného objemu sněhu do níže položených pozic. Zde se sníh akumuluje do značných mocností a tím se jeho odtávání stává pomalejším. Navíc údolní pozice jsou velmi často zastíněny před přímým slunečním zářením. Trasy pohybu lavin však bývají dobře známé, tudíž je i jejich vliv možno snáze analyzovat (DeWalle a Rango, 2008).

Členitý reliéf taktéž deformuje proudění vzduchu, a sice jeho rychlost, směr a strukturu. Před horskou překážkou klesá rychlost větru, nad překážkou naopak jeho rychlost stoupá. Před a za překážkou se tvoří vzdušné víry. Sníženiny proudění usměrňují v závislosti na jejich postavení. Při negativní energetické bilanci při zemském povrchu rovněž dochází ke stékání těžkého studeného vzduchu do blízkých sníženin a vytváření lokálního mikroklimatu, což má vliv i na vegetaci (tzv. vegetační inverze) (Vysoudil, 1997). Nepřímo pak tento efekt může ovlivňovat i charakter sněhové pokrývky.

2.3 Míra ovlivnění sněhové pokrývky jednotlivými faktory z regionálního hlediska

Hlavním cílem této kapitoly je upozornit na míru ovlivnění sněhové pokrývky jednotlivými faktory v podmínkách střední Evropy, konkrétně pak Šumavy. Většina z výše uvedených činitelů jsou přitom aktivní i právě v našich podmínkách. Tato část práce představuje jakési shrnutí předchozí kapitoly ve smyslu zhodnocení intenzity ovlivnění sněhových poměrů fyzicko-geografickými činiteli ve středoevropském kontextu, přičemž zmíněny jsou zde i faktory, které v našich podmínkách hrají zanedbatelnou nebo žádnou roli.

Vliv úhrnu srážek je v pevném i kapalném skupenství zásadní především pro formování sněhové pokrývky, a to ve většině prostředí. V různých oblastech světa se však liší úhrny srážek, jejichž původ je v jednotlivých jejích typech (viz. kap. 2.2.1). V tropických oblastech je většina srážek konvektivního původu, lze v nich pozorovat kolem 200 bouřkových událostí za rok. V arktických oblastech to však bývá kolem jedné události za rok, v případě mírných šířek zhruba 15-20 konvektivních srážkových událostí (Singh a Singh, 2001). Z toho vyplývá, že v našich podmínkách připadá značný podíl srážek na ostatní typy, konkrétně na cyklonální typy, v případě hor také na typ orografický. Turbulentní původ srážek je i přes časté zimní inverze v ČR velmi občasný. V průběhu roku se však rozdělení srážek mění. Zatímco v zimním období většinu srážek obstarávají cyklonální či orografické typy (bouřky jsou u nás v zimě poměrně vzácné), v létě nabývají na významnosti srážky konvektivního původu. Nicméně i cyklonální srážky jsou významné, i když například teplé fronty bývají v letním období nevýrazné (Dvořák, 2003).

Teplota a vlhkost vzduchu má na sněhovou pokrývku v našich podmínkách velmi výrazný vliv. Je to dáno hlavně klimatickými charakteristikami. Území ČR se nachází v mírném pásu, jehož klima je přechodné mezi oceánským a kontinentálním. Výrazněji se v této oblasti ovšem projevují rysy oceánské. To má za následek vyšší hodnoty relativní vlhkosti vzduchu a i v průběhu zimy častý výskyt oblev, při nichž i v horských oblastech dochází k výskytu dešťových srážek. Ty mají za následek změnu rovnoměrného vývoje sněhové pokrývky v průběhu zimy a v případě nižších poloh i její dočasný úplný zánik. Výzkum Hříbika a Škvareniny (2006) ukazuje, že při oceánském typu počasí v zimním období jsou hustoty sněhu vyšší než při typu kontinentálním. Rovněž tak rozptýl hodnot hustoty sněhu je při oceánském chodu počasí větší. Navíc dochází k paradoxně menším akumulacím sněhu v bukovém lese oproti jehličnatému lesu (Hříbík a Škvarenina, 2007).

Vítr v našich podmínkách nehraje tak významnou roli jako například ve velehorách či polárních oblastech, kde v důsledku absence vyššího vegetačního krytu jsou objemy transportovaného sněhu obrovské. Díky mírnějšímu klimatu jsou u nás přítomny velké plochy lesů, které značně snižují rychlosti větru a tím jeho unášecí schopnost. Nicméně i u nás byly člověkem vytvořeny bezlesé plochy, a to nejen v nižších polohách, kde lesy zaujímají méně než třetinu plochy, ale i v horských oblastech. Území Česka je také chráněno před výraznějšími větry svou polohou uvnitř kontinentu, a proto jsou rychlosti větru nižší než například v příbřežních oblastech Francie, Velké Británie, Irska, Norska, apod. Nicméně i u nás občas dochází k výrazným větrným událostem, a to hlavně při přechodu studené fronty spojené s výskytem hluboké tlakové níže (cyklony Emma, Kyril), ale rovněž při bouřkových situacích (které se však vyskytují hlavně v letní části roku). Jednou z výjimek na našem území jsou nejvyšší polohy Krkonoš, kde jsou velká množství sněhu akumulována na závětrných stranách hor a odnášena z poloh nejvíce exponovaných větru. Takový výzkum provedli *Dvořák, Tesař a Harčarik (2006)* v tzv. mapě republiky, přičemž naměřili sněhové akumulace až 16 m mocné, což je zhruba 7x více, než výška sněhové pokrývky neovlivněná větrem. *Spusta, Spusta a Kociánová (2003)* uvádějí mocnosti akumulovaného sněhu až 20x vyšší než výška sněhu napadlého na náhorním plató Krkonoš. Stejní autoři také uvádějí nedaleko Harrachových kamenů v Krkonoších sněhovou akumulaci 360 cm během 3 dnů sněžení, během nichž však spadlo pouze 80 cm sněhu. Rovněž byly na části povodí Modrého potoka, který odvodňuje tyto sněhové akumulace, naměřeny až o 50% větší odtokové výšky, než zde byl úhrn srážek (*Dvořák, Tesař a Harčarik 2006*). Dalším příkladem vlivu větru ve středoevropských podmínkách je výzkum *Hříbika a Škvareniny (2007b)* (viz. kap. 2.2.7), zabývající se také odnosem sněhu větrem z nechráněných míst. V oblasti Šumavy není tak výrazný vliv větru na charakter sněhové pokrývky popsán, nicméně i zde se vyskytují významné akumulace způsobené návátím v místech geomorfologicky tomu příhodných.

Díky závislosti intenzity solární radiace na zeměpisné šířce jsou její hodnoty v našich podmínkách zhruba ve střední pozici v celoplanetárním měřítku. V průběhu roku se navíc hodnoty příchozí solární radiace mění, minimum lze naměřit v zimním období (zimní slunovrat). Je to dáno nízkou výškou slunce nad obzorem a podstatně kratším solárním dnem. Radiaci rovněž ovlivňuje pokrytí oblohy oblačností, které je díky výrazným oceánským vlivům na počasí Česka značné a s nadmořskou výškou většinou stoupá. Určitou výjimkou jsou vrcholové partie našich hor, které při zimních inverzních situacích ční nad nízkou oblačností, a proto zde můžeme pozorovat významný přísun solární energie. Nižší části povrchu České republiky jsou ponořeny pod nízkou oblačností. Tomu také napomáhá tvar jejího reliéfu, tzv. Česká kotlina, která tvoří pro studený vzduch jakýsi bazén a zabraňuje tak výměně vzduchu.

Množství výparu či sublimace je závislé na sluneční radiaci, teplotě, působení větru a fyzikálních parametrech sněhové pokrývky (viz kap. 2.2.5). Vliv sluneční radiace je popsán výše, stejně tak jako teploty a větru. Míru sublimace v našich podmínkách tudíž můžeme ohodnotit jako středně velkou, jelikož jsou zde průměrné teploty vzduchu převážně vyšší, avšak na druhou stranu zde můžeme pozorovat větší hodnoty pokrytí oblohy oblačností a vlhkosti. *Storck et al. (2002)* například udává, že v pobřežních oblastech amerického

Oregonu, kde jsou podmínky příznivé pro tání a dešťové srážky (stejně jako v podhorských oblastech v ČR) se ztráta sublimací či odpařováním ze sněhu uloženého na kanopách douglaské jedle blíží nule.

Ovlivnění sněhových poměrů vegetační pokryvem je značné a rozmanité. Je to dáno relativně velkou plochou lesních porostů (obzvlášť v zájmovém území), její různorodostí a pestrostí i na malé ploše. Vyskytují se zde jak neopadavé jehličnaté kultury, tak i listnaté, během zimy bezlisté dřeviny různého vzrůstu a stupně zápoje korun. Také zde můžeme pozorovat zakrslé dřeviny nízkého vzrůstu (borovice blatka a kleč, bříza trpasličí). Nejvyšší pásmo s absencí přítomnosti dřevin se na Šumavě nevyskytuje, v Česku pouze na hřebenech Krkonoš a Hrubého Jeseníku, a to na relativně malé ploše. Všechny tyto vegetační rozmanitosti výrazně determinují sněhovou pokrývku, což ukazuje například výzkum *Hrúbík a Škvareniny* (2007b), v rámci něhož byly porovnávány vodní hodnoty sněhu na Kralověj Hole a to jak nad horní hranicí lesa, tak i v pásmu horských lesů (viz. kap. 2.2.7). Také vegetační kryt zvyšuje variabilitu výšky i vodní hodnoty sněhu oproti bezlesí (*Hrúbík a Škvarenina*, 2006).

Nadmořská výška velmi významným způsobem ovlivňuje, i když nepřímo, sněhovou pokrývku v našich podmínkách. Díky přítomnosti sudetských pohoří na našem území zde můžeme v zimním období pozorovat výrazné akumulace sněhu na povrchu země, kdy v průběhu zimy sněhová pokrývka neroztává (jak se tomu děje v nižších polohách českého vnitrozemí). Výška sněhu tedy zákonitě s nadmořskou výškou roste (*Hrúbík a Škvarenina*, 2006). Nadmořská výška ovlivňuje jak teploty vzduchu, tak množství srážek, pokrytí oblačností, vegetační pokryv, rychlost větru a další veličiny. I přes relativně malé výškové rozdíly v rámci Česka (rozdíl extrémních výšek je menší než 1500 m) můžeme pozorovat velmi výraznou variabilitu podmínek, které se dále podepisují na charakteru sněhové pokrývky, její kvalitě, kvantitě, trvání, apod. Jedním z významných vlivů nadmořské výšky je její vliv na srážkové úhrny. Například *Bratránek* (in *Nosek*, 1972) udává pro povodí Labe, Odry a Moravy roční srážkový gradient 69 mm/100 m, *Gregor* (in *Hrádek a Kuřík*, 2002) pro oblasti nad 650 m n.m. 67 mm/100 m. *Hrádek a Kuřík* (2002) stanovili gradient pro horské oblasti ČR zhruba na 60-100 mm/100 m, přičemž gradient s nadmořskou výškou roste. V případě Alp výzkum ukázal gradient srážek ve formě sněhu na svazích s jihovýchodní expozicí rovný 80 mm/100 m, v případě svahů se severní expozicí 73 mm/100 m (*Witmer et al. in Singh a Singh*, 2001). Je však třeba brát v potaz, že uvedené srážkové gradienty pro ČR pravděpodobně neplatí pro závětrnou (českou) stranu Šumavy (více viz. kap. 3.1.5).

Morfologie terénu se projevuje na mnoha faktorech. Kromě morfologického výšení úhrnu srážek na návětrných a vrcholových partiích hor se v našich podmínkách vyskytují i srážkové stíny (podkrušnohoří, podhůří Šumavy), kde jsou úhrny podstatně nižší. Reliéf ovlivňuje také proudění vzduchu, což se může projevovat například přítomností teplejších oblastí, než by odpovídalo geografické poloze. Takovými místy je například právě Šumava, která je pod vlivem Alp a je tak všeobecně teplejší než ostatní sudetská pohoří. Dalším příkladem může být Lipenská kotlina, Harrachov či vrcholy Českého středohoří. V našich podmínkách můžeme rovněž pozorovat teplotní a vegetační inverze (viz výše), které mají za následek nižší teploty v hlubokých údolích či sníženinách, změnu struktury vegetace apod.

Taková místa můžeme nalézt právě i v zájmovém území, v oblasti Šumavských plání, ale také v hlubokých údolích pískovcových oblastí České tabule. Obzvlášť v alpské oblasti je pak významný vliv větru zvaného föhn (viz. kap. 2.2.8), který výrazně otepluje závětrné strany hor. Například Innsbuck (Rakousko) je průměrně 40 dní v roce vystaven od jihu vanoucím föhnu, z toho 24 dní připadá na období jara, což může uspíšit tání sněhu (*Fliri in Singh a Singh, 2001*). Naopak laviny se na Šumavě nevyskytují, jejich jediný pravidelný výskyt v Čechách je v Krkonoších, na Moravě pak opět v Hrubém Jeseníku. Počet lavinových katastrů je zde však neporovnatelně menší než v oblasti Alp či v blízkých slovenských Tatrách (Západné Tatry jsou jedním z nejlavinóznějších pohoří v Evropě).

Velmi důležitá je také expozice svahů, která nejen skrze změny v přísunu solární energie ovlivňuje sněhové charakteristiky. Například výzkum *Hrúbika a Škvareniny (2006)* poukazuje na větší množství sněhu v severních partiích pohoří Poľana než na svazích jižně exponovaných. Avšak na počátku zimy toto neplatí v důsledku příchodu srážek od jihu a ještě nedostatečně dlouhé doby potřebné pro projevy vlivů expozice. Rovněž Atlas podnebí Česka (*Tolasz et al., 2007*) se zmiňuje o tom, že v našich podmínkách se na jižních svazích vyskytuje stejné množství sněhu jako na svazích se severní expozicí o 300 m výše.

3 PŘÍPADOVÁ STUDIE

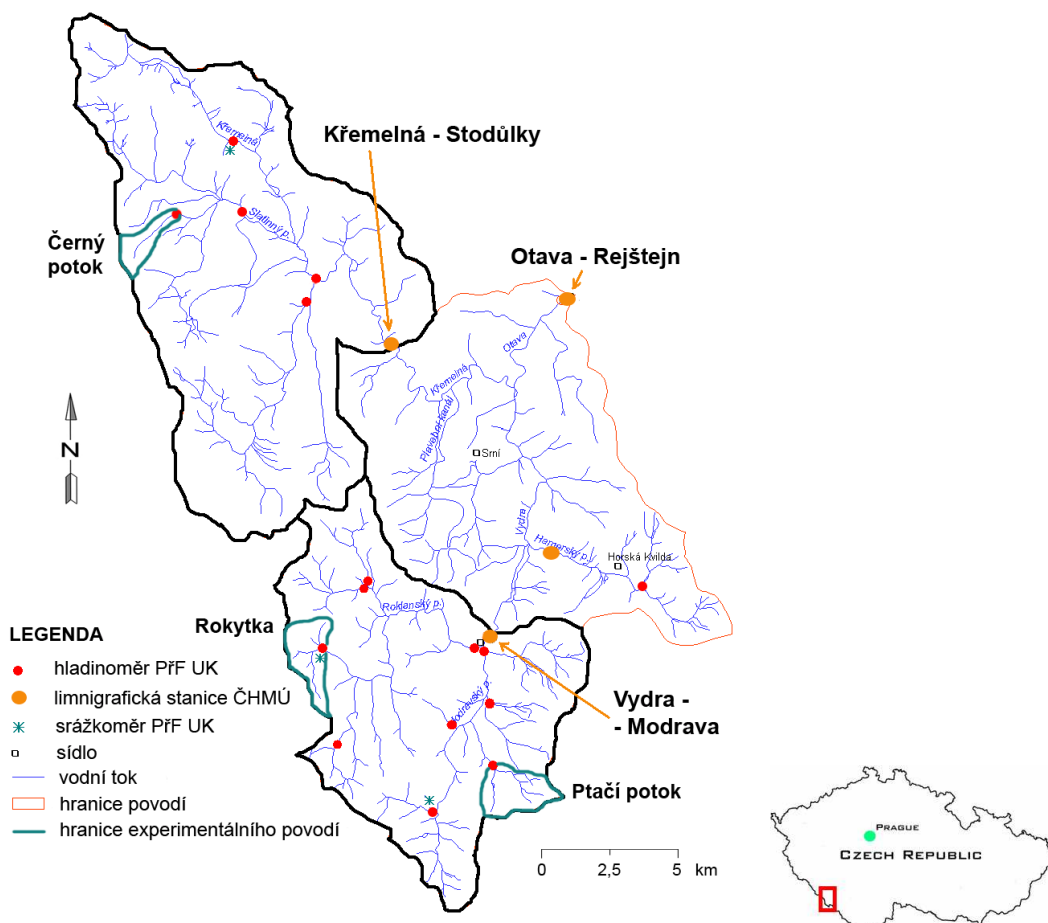
3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území

Následující kapitola je věnována komplexní fyzicko-geografické charakteristice zájmového území s důrazem na složky nejvíce ovlivňující zkoumanou problematiku. Charakteristika je významná pro bližší poznání vztahů projevujících se při vývoji sněhové pokrývky.

3.1.1 Vymezení zájmového území

Státní vodoměrný profil ČHMÚ Rejštejn se nachází na 108,3 říčního kilometru řeky Otavy, zhruba 500 m před obcí Rejštejn a uzavírá povodí o ploše cca 334 km² (viz tab. 14). Profil Otava - Rejštejn je závěrovým profilem našeho zájmového území. Orograficky vymezená rozvodnice (kóty v m n.m.) odtud ubíhá nejprve k západu na vrchol Březník (1006), poté pokračuje na severozápad přes Vysoký hřbet (1078) a Javornou (1090), kde se rozvodnice stáčí na západ a poté prochází přes vrchol Můstek (1234), na jehož východním svahu pramení řeka Křemelná. Odtud pokračuje jižním směrem přes vrchol Pancíř (1214) a Polom (1295), na jehož severovýchodním svahu se nachází experimentální povodí Černého potoka. Dále rozvodnice ubíhá jihovýchodním směrem přes Debrník (1336), nedaleko vrcholu Poledníku (1315) a dále směřuje jižním směrem přes Medvědí horu (1224), na jejímž severním svahu se nachází experimentální povodí Rokytky, dále pokračuje přes vrchol Plattenhausenriegel (1376, nejvyšší bod povodí) na vrchol Lusen (Luzný, 1370). Zde se směr rozvodnice stáčí na sever, kde pod vrcholem Malé Mokrůvky (1330) leží experimentální

povodí Ptačího potoka. Odsud ubíhá zhruba severovýchodním směrem k vrcholu Tetřev (1230) a prochází Jezerní slatí, kde je přesné vymezení rozvodnice značně problematické, na vrchol Přílba (1217). Zde se stáčí k severovýchodu, probíhá přes Zhůřské slatě, Huťskou horu (1187) a klesá zpět k vodoměrnému profilu Rejštejnu. Celé zájmové území vč. experimentálních povodí je znázorněno na obr. 8.



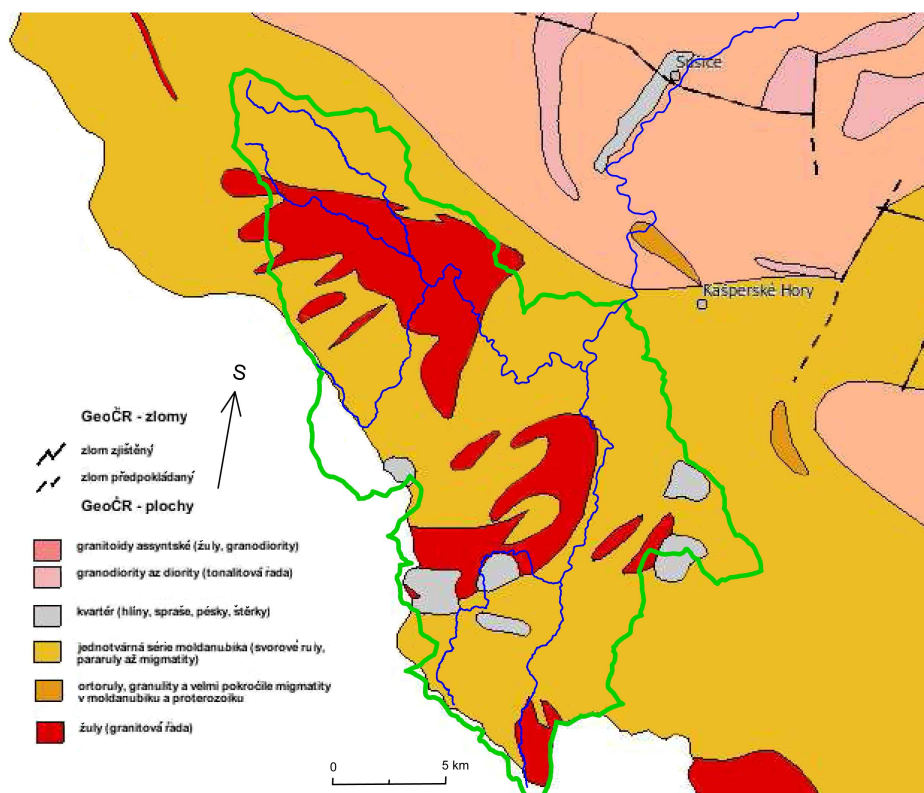
Obr. 8 - Schematická mapa zájmového povodí horní Otavy po závěrový profil Rejštejn se státními profily ČHMÚ a lokalizací experimentálních povodí (zdroj: Janský, Kocum (2007))

3.1.2 Geologická stavba

Šumava je částí krystalinika jádra Českého masivu, a sice šumavskou větví moldanubika. Moldanubikum se skládá z různě intenzivně metamorfovaných krystalických břidlic a migmatitů (jednotvárná série) a rovněž z těles hlubinných vyvřelin, které zde pronikaly v období variské orogeneze. Podle výzkumů je stáří moldanubika proterozoické, metamorfované horniny mohou být i stáří paleozoického.

V zájmovém území se vyskytují jak svorové ruly, pararuly, migmatity, tak i žuly. V části povrchu se rovněž vyskytují kvartérní horniny (ve vrchovištích v oblasti tzv. Šumavských plání). Ve východní části území se také nachází menší těleso dvojslidného světlého granodioritu, mezi Srním, Modravou a Rokyteckými slatěmi se nachází masiv složený z biotitické žuly, adamellitu a granodioritu. Stejněho složení je i masiv v pramenné

oblasti Křemelné. Jihozápadně od Srní se rovněž nachází amfibiolicko-biotitický křemenný diorit. V okolí Prášil se nachází menší těleso granodioritu (Chábera, 1987). Horninové složení v zájmovém území a v blízkém okolí je přehledně zobrazeno na obr. 9.



Obr. 9 - Geologická stavba zájmového území a jeho blízkého okolí (zdroj: <<http://geoportal.cenia.cz>>, upraveno)

3.1.3 Geomorfologické poměry

Omezené hydraulické spojení mezi horskými rašeliništi a povrchovými toky souvisí se specifickými geomorfologickými poměry v povodí Vydry. Toky mají velký sklon a jsou hluboce zaříznuté do okolního reliéfu, přičemž svými údolními dny často zasahují pod bazální úroveň rašelinišť, z nichž většina je svahového typu.

Zkoumanou oblast lze z hlediska geomorfologického členění zařadit následovně (AOPK, 22.7.2009):

systém: Hercynský
 provincie: Česká vysočina
 podprovincie: Šumavská soustava
 oblast: Šumavská hornatina
 celek: Šumava

Západní část území při státní hranici spadá do následujícího členění:

podcelek: Železnorudská hornatina
 okrsek: Debrnická hornatina

Zbytek území je členěn následovně:

podcelek:	Šumavské pláně
okrsek:	Kvildské pláně
	Kochánovské pláně
	Svojšská hornatina

Podcelek Železnorudská hornatina je tvořen hřbety, které vybíhají k severozápadu ze Šumavských plání a sahá až k Nýrsku. Jeho relativní výšková členitost je podstatně vyšší než v případě Šumavských plání.

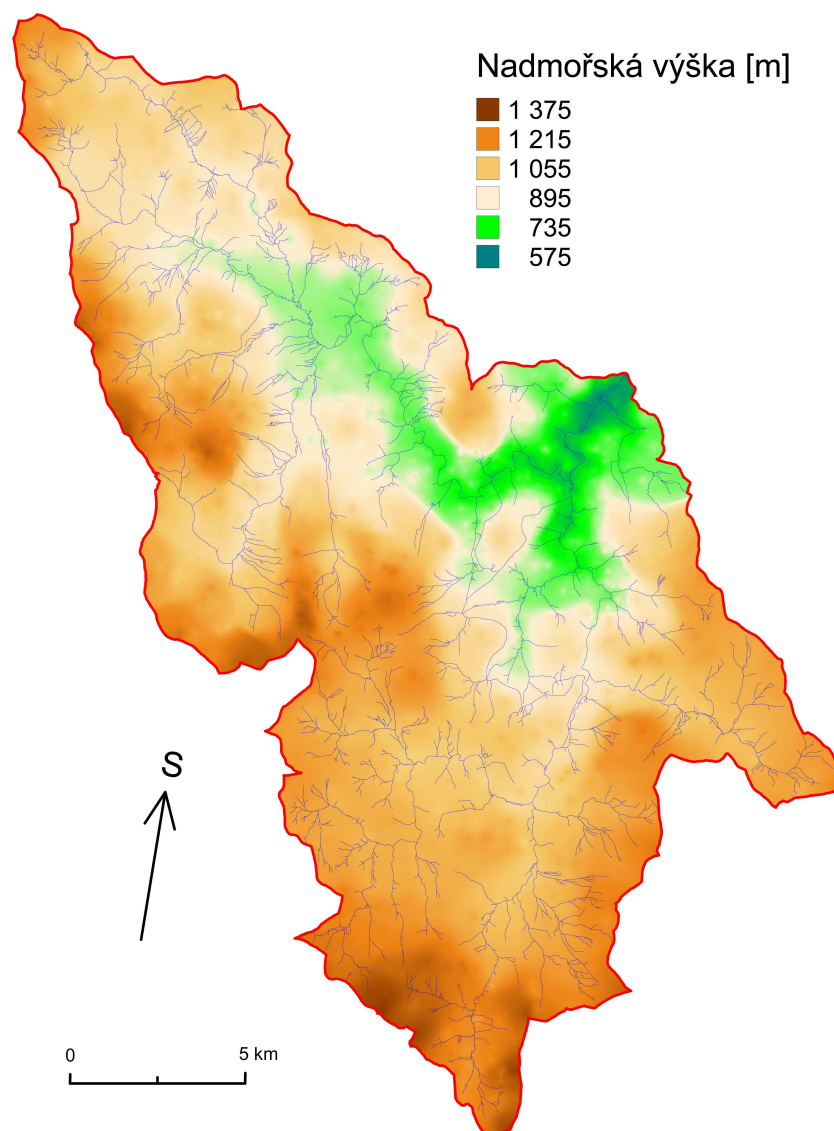
Do zájmového území zasahuje okrskem Debrnická hornatina, jejímž nejvyšším bodem je Debrník (též Plesná) s nadmořskou výškou 1336 m. Dalším vrcholem je Polom (1295 m n.m.), na jehož severovýchodním svahu se nachází malé experimentální povodí Černého potoka.

Šumavské pláně tvoří většinu zájmového povodí. Jejich povrch je mírně zvlněný. Jsou tvořeny zbytkem starého denudačního reliéfu (etchplénu), vzniklého v druhohorách, který se dochoval v centrální části a kam dosud nepostoupila zpětná eroze vodních toků (např. Vydry), jejímž podnětem bylo vyzdvižení podél zlomů probíhající díky tlakům během alpínského vrásnění. Definitivní ráz získaly během kvartéru, kdy byla část území zaledněna horskými ledovci. Holocenního stáří je také většina rašelinišť, avšak počátek jejich vzniku lze datovat již do pozdního glaciálu (*Dohnal, 1965*).

Okrsek Kvildské pláně zaujímá střední část Šumavských plání a je tvořen převážně dvojslídnyými pararulami a migmatizovanými rulami moldanubika s průnikem biotitických žul a granodioritů. Nad pláně, rozléhající se ve výškách cca 1000 až 1100 m n.m., vystupují elevace z odolnějších hornin, reprezentované následujícími vrcholy (v m n.m.): Velká Mokrůvka (1370), Malá Mokrůvka (1330), na jejímž severním svahu se nachází další experimentální povodí Ptačího potoka, Poledník (1315) a Plattenhausenriegel (1376) nacházející se nedaleko za státní hranicí se SRN. V četných mělkých depresích se nacházejí rašeliniště.

Okrsek Kochánovské pláně tvoří severozápadní část Šumavských plání v oblasti horní Křemelné a je tvořen hlavně dvojslídnyými pararulami moldanubika a biotitickými žulami či granodioritem moldanubického plutonu. Jsou o něco výškově členitější nežli Kvildské pláně a nacházejí se zhruba o 200 výškových metrů níže. Četný je zdejší výskyt rašelinišť. Nad pláně vystupuje Vysoký hřbet (1078 m n.m.), Březník (1006 m n.m.) a Javorná (1090 m n.m.).

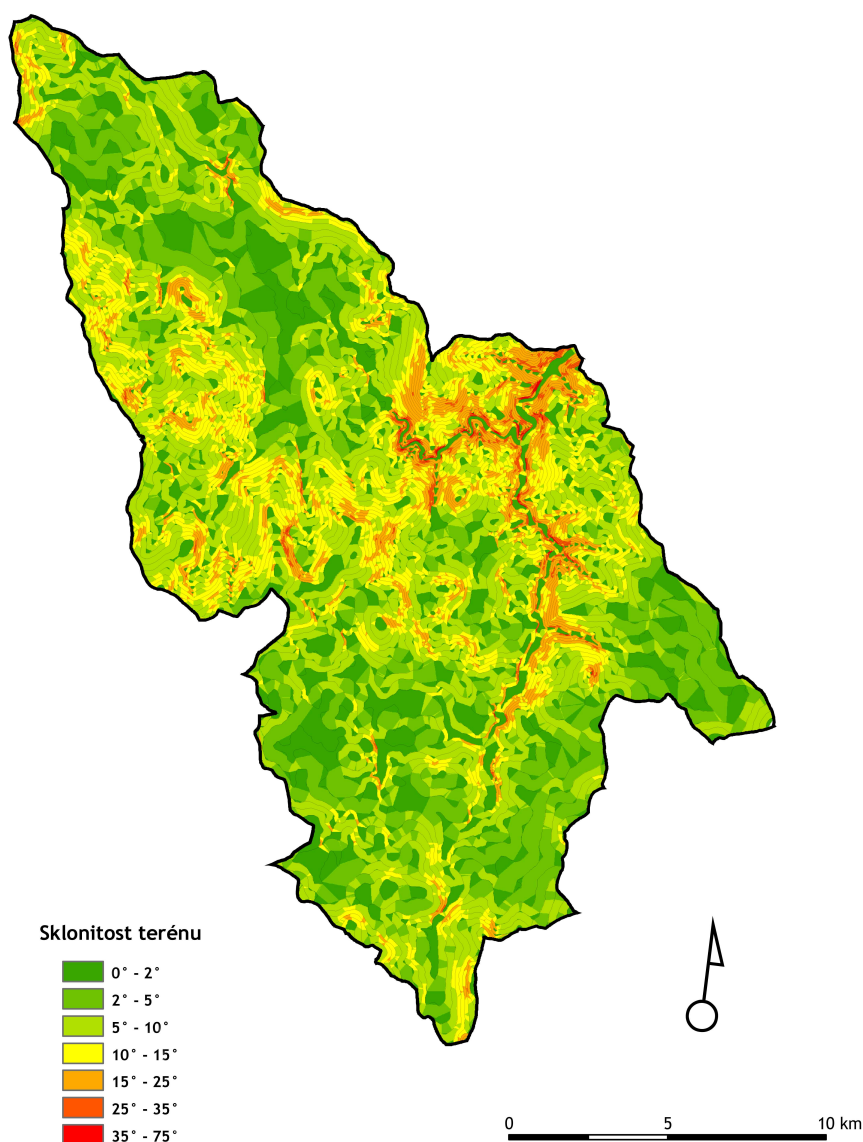
Okrsek Svojšská hornatina se nachází v jižním okolí Rejštejna (nejnižší část zájmového území, 500 až 600 m n.m.), je silně vertikálně rozčleněn hlubokým údolím Otavy. Okrsek je tvořen hlavně injikovými rulami moldanubika a biotitickými žulami moldanubického plutonu. Významným vrcholem je Huťská hora (1187 m n.m.) či Křemelná (1125 m n.m.).



Obr. 10 - Výškové poměry v zájmovém území (zdroj: VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)

Z obr. 10 je patrné, že nejvyšších nadmořských výšek přes 1200 m dosahují polohy při jihozápadní hranici zájmového území (podél státní hranice se SRN), což odpovídá okrskům Debrnická hornatina a Kvildské pláně (viz. výše). Nejnižší polohy pod 700 m jsou situovány v severovýchodní části území (Svojšská hornatina).

Na obr. 11 je znázorněna sklonitost svahů v zájmovém území. Největší sklonitosti svahů (přes 20°) se vyskytují v nejnižší části povodí horní Otavy, na svazích hlubokých údolí řeky Křemelné a Vydry. Zbytek povodí dosahuje maximální sklonitosti kolem 20°, výjimečně až kolem hodnot 30°. V nejhořejších partiích povodí Křemelné a Vydry se nalézají rozsáhlé plochy se sklonem maximálně 5°, kde se nacházejí vhodné lokality pro výskyt horských vrchovišť. V povodí Vydry jsou vzhledem k celkově ploššímu reliéfu plochy rašelinišť mnohem častější.



Obr. 11 - Sklonitostní poměry v zájmovém území (zdroj: VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)

3.1.4 Půdní poměry

Půdy jsou důležitou složkou v procesu zkoumání hydrologických vlastností povodí mající zásadní vliv na přechod povrchového odtoku v odtok podzemní, neboť jejich vlastnosti podmiňují intenzitu vsakování (*Netopil in Jelínek, 2006*).

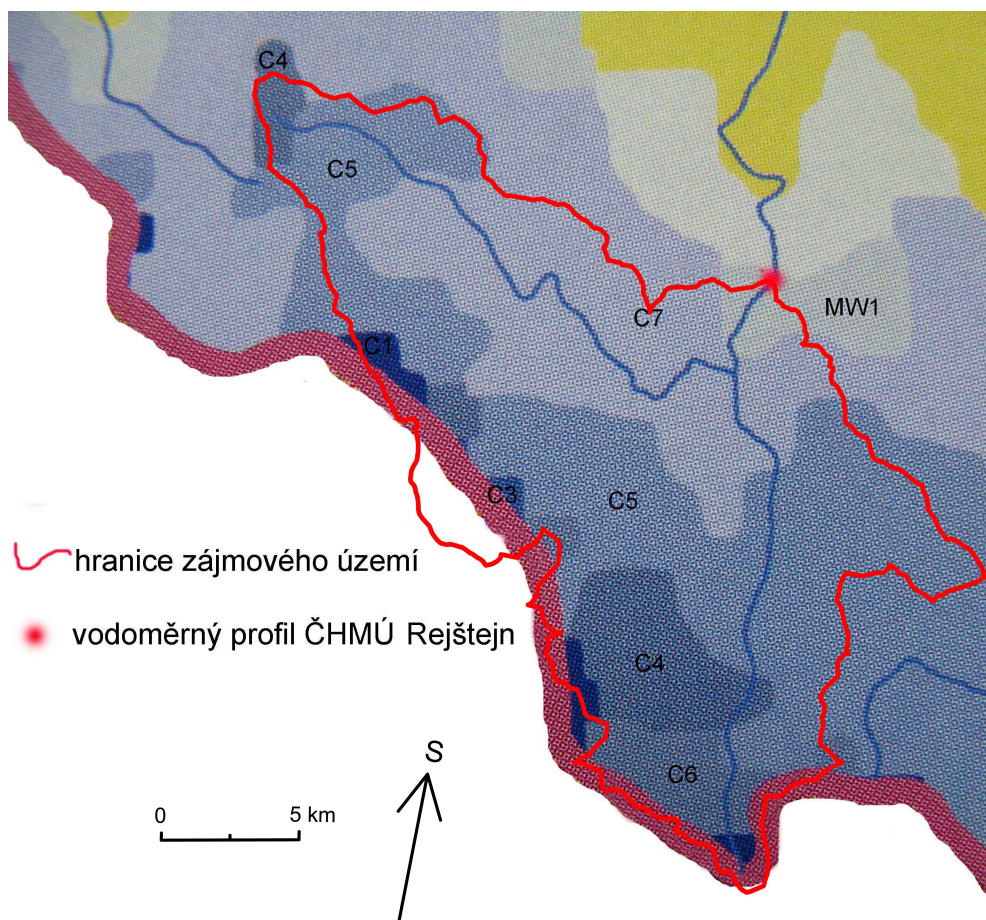
V zájmovém území převládají podle klasifikace TKSP podzoly, konkrétně hlavně kryptopodzoly modální (Kpm), které jsou typické pro zalesněné části území. V nejvyšších partiích se objevuje rovněž i podzol modální (PZm). Velmi rozšířenou třídou půd jsou organozemě (OR), typické pro podmáčené rašelinné porosty. Další zastoupenou třídou jsou gleje, vyskytující se v nivách největších vodních toků. V nejnižších polohách v okolí Rejštejna můžeme naléznout i kambizemě, a to konkrétně kambizem dystrickou (KAd) a kambizem oglejenou kyselou (KAga). Plocha tohoto typu půd je však velmi malá (*MVČR, MŽP, 25.7.2009*).

3.1.5 Klimatické podmínky

Klimatické podmínky jsou výsledkem dlouhodobého působení různorodých klimatických faktorů, jako je všeobecná cirkulace atmosféry, podmíněná radiačními poměry, zeměpisnou šířkou a vzdáleností od moře, dále tvar, sklon či orientace reliéfu, nadmořská výška, atd. Klima je rovněž různou měrou ovlivňováno antropogenně. Vzhledem ke značné rozmanitosti těchto faktorů můžeme rozeznávat celou řadu klimatických podmínek. Na našem území se díky své malé rozloze projevuje jen malá část těchto podmínek.

Pro větší přehlednost byly klimatické podmínky roztrženy pomocí klimatických klasifikací, které představují souhrn různých klimatických poměrů. Klimatických klasifikací charakterizujících území Česka je několik. Kromě nejstarší, Köppenovy klasifikace, se u nás používá klimatická klasifikace Atlasu podnebí ČSR a rovněž i Quittova klimatická klasifikace. Posledně jmenovaná klasifikace rozlišuje 23 jednotek ve třech oblastech (teplá, mírně teplá, chladná) definovaných určitými kombinacemi hodnot 14 klimatických charakteristik (Tolasz *et al.*, 2007).

Studované území lze charakterizovat rozmanitým výskytem klimatických jednotek hlavně v důsledku velkých rozdílů v nadmořské výšce území (rozdíl činí více než 800 výškových m). Území spadá do následujících oblastí: C1, C3, C4, C5, C6, C7, MW1 (viz. tab. 12).



Obr. 12 - Klimatické oblasti v zájmovém území (zdroj: Tolasz *et al.* (2007), upraveno)

Tab. 12 - Klimatické charakteristiky jednotlivých klimatických oblastí nacházejících se v zájmovém území

Parametr	Klimatické charakteristiky jednotlivých oblastí						
	C1	C3	C4	C5	C6	C7	MW1
Počet letních dní	0-10	0-20	0-20	10-30	10-30	10-30	20-30
Počet dní s prům. teplot. 10°C a více	0-80	80-120	80-120	100-120	120-140	120-140	120-140
Počet dní s mrazem	160-180	160-180	160-180	140-160	140-160	140-160	160-180
Počet ledových dní	60-80	60-70	60-70	60-70	60-70	50-60	40-50
Průměrná lednová teplota	-7 - -8	-7 - -8	-6 - -7	-5 - -6	-4 - -5	-3 - -4	-5 - -6
Průměrná červencová teplota	10-12	12-14	12-14	14-15	14-15	15-16	15-16
Průměrná dubnová teplota	0-2	0-2	2-4	2-4	2-4	4-6	5-6
Průměrná říjnová teplota	2-4	2-4	4-5	5-6	5-6	6-7	6-7
Prům. počet dní se srážkami ≥ 1 mm	140-160	120-140	120-140	120-140	140-160	120-130	120-130
Suma srážek ve vegetačním období	900-1000	600-700	600-700	500-600	600-700	500-600	500-600
Suma srážek v zimním období	600-700	400-500	400-500	350-400	400-500	350-400	300-350
Počet dní se sněhovou pokrývkou	160-200	140-160	140-160	120-140	120-140	100-120	100-120
Počet zatažených dní	130-150	140-150	130-150	140-150	150-160	150-160	120-150
Počet jasných dní	30-40	30-40	30-40	30-40	40-50	40-50	40-50

Zdroj: Tolasz et al. (2007)

Teplotní charakteristika

Teplota vzduchu je obvykle velmi závislá na nadmořské výšce, kdy klesá zhruba o 0,5°C na 100 m výšky (více viz kapitola 2.2.7). Chábera (1987) však dodává, že tato zjevná závislost zcela neplatí ve vrcholových partiích Šumavy, kam spadá i nejvyšší část zkoumaného území. Oblast tzv. Šumavských plání lze označit jako inverzní, kde průměrná teplota dosahuje o několik desetin stupně nižších hodnot. Nejvyšší vrcholy totiž mají více ventilovanou polohu.

Podle Atlasu podnebí Česka (Tolasz et al., 2007) jsou průměrné roční teploty vzduchu v povodí Otavy nad Rejštejnem v intervalu cca od +2°C do +7°C. Nejnižších hodnot je dosahováno v nejvyšších partiích Šumavy při státní hranici se SRN, nejvyšších v blízkém okolí Rejštejna, a to zhruba +6,5°C.

Průměrné měsíční teploty vzduchu se v listopadu pohybují od -2°C do +2°C, v prosinci od -5°C do -1°C, v lednu od -6°C do -2°C, v únoru od -5°C do -1°C, v březnu od -3°C do +2°C a v dubnu od +1°C do +6°C. Nejnižších hodnot je opět dosahováno v nejvyšších partiích Šumavy při hranici se SRN, nejvyšších opět v blízkém okolí Rejštejna.

Teplotní charakteristikou, která je zajímavá z hlediska výzkumu sněhové pokrývky je počet ledových dní (tj. dní, kdy teplota nevystoupí nad bod mrazu). V zájmovém území se pohybuje mezi hodnotami 85-35.

Další zajímavou teplotní charakteristikou území je denní amplituda teploty vzduchu, která je určena jako rozdíl denního maxima a minima. Pohybuje se od cca 8°C v zimě do cca 11°C v létě. Šumava je v tomto ohledu výjimečnou lokalitou, poněvadž se vzrůstající nadmořskou výškou obecně amplituda klesá. Na Šumavě je tomu naopak - v létě je amplituda podobná jako v nižších polohách, ale v zimě je amplituda nejvyšší v celé ČR. Je tomu tak díky tzv. Šumavským pláním, kde zcela běžně minimální teploty v zimních měsících klesají pod -20°C. Nicméně index kontinentality podle Gorctznského (Tolasz et al., 2007) patří k nejnižším v rámci ČR a činí zhruba 24% (0% znamená oceánské klima, 100% kontinentální).

Naproti tomu jižní Morava dosahuje hodnot kolem 30%. Pro oceanitu je charakteristický vyrovnaný chod meteorologických prvků během roku.

Srážková charakteristika

Při převládajícím jihozápadním a západním proudění má příhraniční část zkoumané oblasti výrazný charakter návětrné strany (*Brázdil in Jelínek, 2008*), kde dochází k orografickému zvýšení úhrnů srážek. Avšak směrem na severovýchod, směrem do šumavského podhůří srážek velmi výrazně ubývá, a to v důsledku značného závětrného efektu. To lze dokumentovat následujícím srovnáním průměrných ročních úhrnů několika vybraných stanic. Například průměrný roční úhrn srážek na Modravě, nacházející se pod hlavním hřebenem, činil v období 1876-1950 1337 mm (*Chábera, 1987*) a průměrný roční úhrn srážek na stanici Churáňov, nacházející se na severovýchodním okraji pohoří, byl v letech 1961-1990 1091 mm (*ČHMÚ, 14.8.2009*). Stanice na Churáňově leží ve výšce 1122 m n.m. a Modrava o více než 100 výškových m níže. To ukazuje na zmíněný fakt a rovněž ukazuje, že na české straně Šumavy nárůst srážek s nadmořskou výškou nekoreluje. Daleko více jsou srážky závislé na poloze vůči převládajícímu směru proudění. Je však třeba si uvědomit, že úhrny pocházejí z jiného časového období. Nicméně *Kubíček (2006)* poukazuje na fakt, že roční průměrné srážkové úhrny posledních let jsou nepatrně ještě vyšší, což ještě více přispívá k potvrzení tohoto úkazu.

Avšak největší průměrné srážkové úhrny na české straně Šumavy vykazuje Březník (1438 mm za období 1876-1950), dále Bučina (1330 mm). Nejvíce srážek spadlo na Březníku v roce 1922, a to 2132 mm a nejméně v roce 1882 (915 mm). Průměrné roční úhrny vybraných stanic v zájmovém území a jeho okolí znázorňuje tab. 13.

Tab. 13 - Průměrné roční úhrny srážek ve vybraných stanicích v období 1961-1990

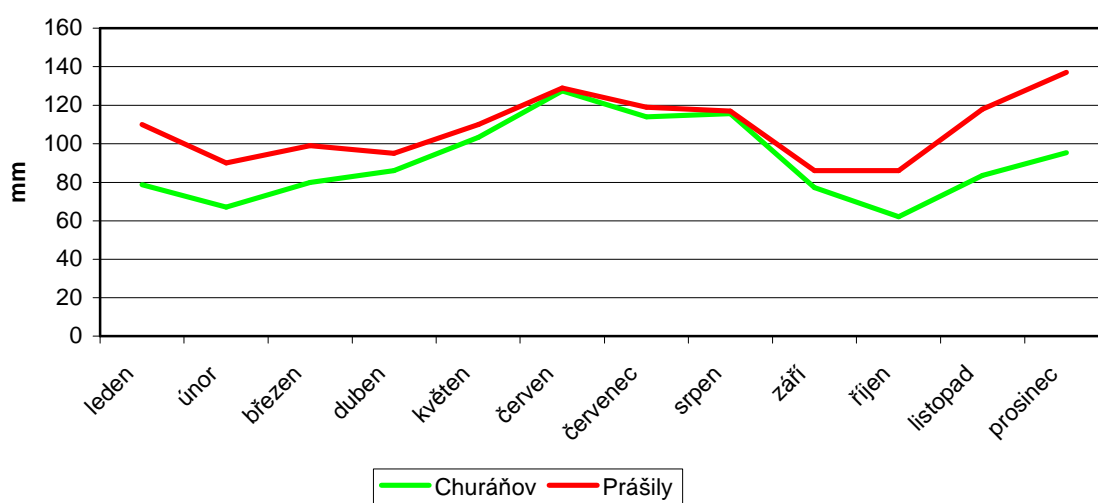
stanice	srážky [mm]
Borová Lada	896
Churáňov	1088
Filipova Huť	1206
Kubova Huť	928
Kvilda	1059
Prášily	1296
Srní	1052
Strážný	983
Zwieslerwaldhaus	1438*
Sankt Oswald-Riedlhütte	1204*
Spiegelau-Althütte	1343*
Mauth	1197*
Zwiesel-Rabenstein	1449*

* průměrný roční úhrn za období 1998 - 2004

Zdroj: Kubíček (2006)

V Atlase podnebí Česka (*Tolasz et al., 2007*) je jihozápadní (příhraniční) část území zařazena do nejvyššího intervalu, kde spadne přes 1200 mm za rok. Nejnižší situované části území v okolí Rejštejna spadají do intervalu 800-1000 mm srážek za rok. V důsledku velké

oceanity je rozložení srážek během roku velmi rovnoměrné. Například Modrava a Březník vykazují srážky spadlé v zimní části roku 49% jejich celoročního objemu. Směrem do šumavského podhůří roste kontinentalita a s ní se zvyšuje podíl srážek spadlých v letní polovině roku na úkor srážek zimních. To ukazuje obr. 13, přičemž stanice Prášily leží na návětrné straně Šumavy, kdežto Churáňov již na straně závětrné. Je zde zřetelně patrné, že nárůst srážek na návětrné straně oproti závětrné probíhá hlavně v zimní polovině roku, kdy převládá jihozápadní či západní proudění. Z grafu rovněž vyplývá, že na stanici Churáňov připadá maximum srážek v ročním chodu na letní měsíce. Rovněž lze vypořovovat podružné maximum v prosinci, kdy většina srážek v zájmovém území vypadává ve formě sněhu. Naproti tomu stanice Prášily vykazuje maximum v prosinci a v letních měsících pouze maximum sekundární.



Obr. 13 - Průměrné měsíční úhrny srážek ve stanicích Churáňov a Prášily v období 1961-1990 (zdroj: ČHMÚ, Kubíček (2006))

Srážky ve formě sněžení se podle Chábery (1987) vyskytují v nejvyšších partiích Šumavy v kterémkoliv měsíci v roce, avšak až v říjnu je podíl sněhových srážek významný. V období prosinec až únor se v těchto partiích srážky vyskytují téměř výhradně ve formě sněžení. V dubnu spadne na Březníku ještě 40% srážek ve formě sněhu a v květnu tento podíl činí 20%. V nejnižších částech zájmového území se však dešťové srážky i v nejchladnějších měsících (prosinec až únor) vyskytují poměrně často. Množství srážek vypadlých ve formě sněhu se pohybuje od 500 mm v nejvyšších částech po 200 mm v podhůří (Vimperk) (Chábera, 1987).

V Atlase podnebí Česka (Tolasz et al., 2007) je jihozápadní (příhraniční) část území zařazena do nejvyššího intervalu (přes 500 mm za rok), oproti tomu na okolí Rejštejna připadá pouze 150 mm srážek v pevném skupenství.

Stejný zdroj uvádí na stanici Churáňov nejvyšší sezónní úhrn nového sněhu 612 cm (v roce 1967), největší počet dní se sněhovou pokrývkou za sezónu 182 dní (1982) a absolutní maximum sněhové pokrývky 200 cm (17.3.1988). Chábera (1987) udává průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou na Šumavě na 120-150 dní. Atlas podnebí Česka (Tolasz et al., 2007)

ještě doplňuje, že průměr sezónních maxim sněhové pokrývky roste zhruba o 15 cm na 100 m nadmořské výšky a že jižní svahy mají stejné množství sněhu zhruba o 300 metrů výše než svahy severní. Z Atlasu podnebí Česka vyplývá, že průměrné datum první sněhové pokrývky se v nejvyšších částech území nachází před 20. říjnem a v nejnižších místech území kolem 15. listopadu. Naproti tomu průměrné datum posledního výskytu sněhové pokrývky je po 10. květnu, respektive zhruba 15. dubna. Stejný zdroj uvádí průměr maxim sněhové pokrývky od 30 cm u Rejštejna po více jak 150 cm na šumavském pohraničním hřebenu.

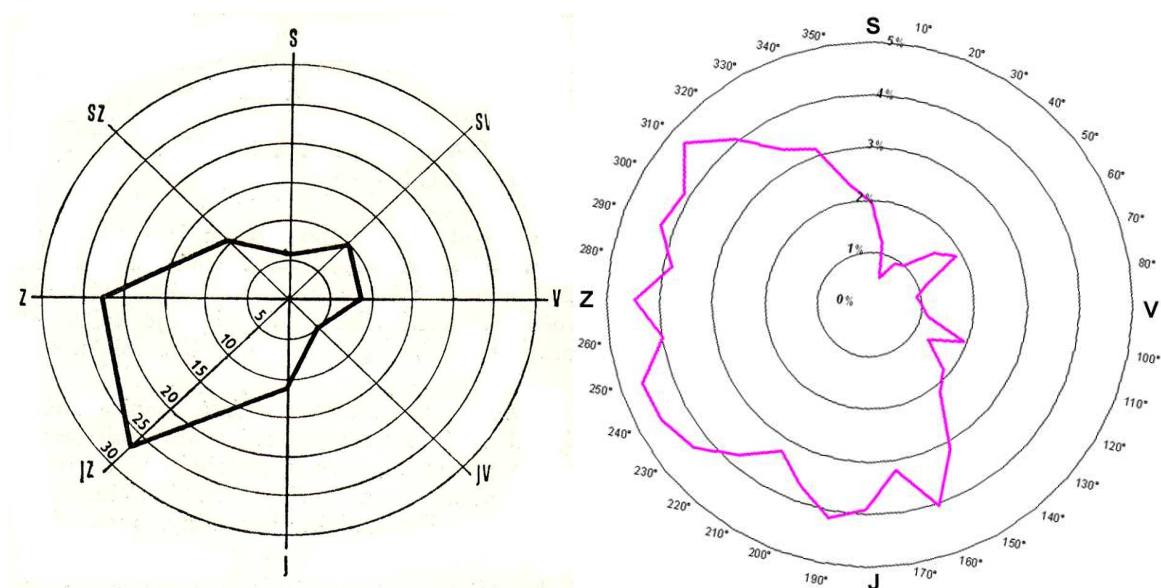
Sluneční záření

Průměrný roční úhrn globálního záření dosahuje ve sledovaném území zhruba hodnot 3700-3800 MJ.m⁻² (Tolasz et al., 2007). Globální záření je součtem přímého záření od slunce a rozptýleného záření v atmosféře dopadajícího na jednotku plochy. Množství této energie je závislé jednak na výšce slunce nad obzorem a také na pokrytí oblohy oblačností. Kubíček (2006) poukazuje na fakt, že zatímco v letním období vykazují návětrné oblasti větší oblačnost než závětrné polohy a podhůří, v zimním období je tomu naopak. Děje se tak v důsledku zimních inverzí, kdy nižší polohy se topí v mracích, kdežto na hřebenech vládne slunečné počasí s minimem oblačnosti. Průměrný počet jasných dní (tedy dní s relativním slunečním svitem vyšším než 80%) za měsíc se v zimním období na stanici Churáňov pohybuje kolem hodnot 5-6, přičemž tento počet je vyšší než u stanic umístěných v nížinách. V létě je tomu právě naopak. Průměrná roční oblačnost se pohybuje ve sledovaném území kolem hodnoty 60% (Tolasz et al., 2007).

Vítr

Vítr hraje významnou roli při formování sněhové pokrývky, jelikož unáší sněhové vločky a redistribuje je v krajině - odnáší sních z více exponovaných míst do míst závětrných, kde se sních akumuluje. Průměrná roční rychlost větru se v zájmovém území pohybuje od hodnoty zhruba 3 m.s⁻¹ v hlubokém údolí Otavy až přes 8 m.s⁻¹ v hřebenových partiích. Zima je obecně v rámci ČR největrnějším obdobím, avšak průměrné zimní hodnoty jsou totožné s průměry ročními (Tolasz et al., 2007).

Směr větru v daném místě přehledně ukazují větrné růžice, které ukazují podíl každého směru na celkovém souboru. Obr. 14 znázorňuje větrnou růžici na stanici Churáňov, která se nachází nedaleko za hranicí zájmového území. Z ní lze snadno vyčíst, že zde převládají jihozápadní a západní větry (až 30%). Relativní četnost ostatních směrů je nízká, maximálně 10%. Pro porovnání je na stejném obrázku znázorněna větrná růžice klimatické stanice PřF UK v lokalitě Březník. Údaje jsou však jen ze zimního období 2008/2009, takže jejich srovnání je třeba brát s rezervou. Rovněž je třeba uvažovat i jejich umístění - stanice Churáňov je lokalizována na vrcholu kopce, Březník se nachází v údolí, a tak je třeba brát v úvahu orografické ovlivnění směrů větru. Obě růžice však při porovnání nevykazují významnější rozdíly. Pouze na stanici Březník jsou četnější jižní větry, což lze vysvětlit severojižním průběhem Luzenského údolí.



Obr. 14 - Relativní četnost směrů větru na stanici Churáňov a na stanici Březník (pouze 4.11.2008 - 30.4.2009) (zdroj: Chábera (1987) a PřF UK)

3.1.6 Hydrografické a hydrologické poměry

Otava je vodním tokem III. řádu, který vzniká soutokem řek Křemelná a Vydra u Čeňkovy pily a ústí zleva po 112 km (od soutoku Křemelné a Vydry) do Vltavy na 169,1 říčním kilometru při průměrném průtoku $26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Odtoková výška pro profil Otava-Rejštejn činí 780 mm. Jako oficiální pramen Otavy je považován Luzenský potok, který po soutoku s Březnickým potokem tvoří potok Modravský, jednu ze dvou zdrojnic Vydry. Celková plocha povodí činí $3788,2 \text{ km}^2$. Otava náleží k úmoří Severního moře a hydrologické číslo povodí je 1-08-01 (ČHMÚ, 12.7.2009).

Sledované území je vymezeno limnigrafickou stanicí v Rejštejně, který se nachází v nadmořské výšce 564,36 m. Plocha povodí nad tímto profilem je $333,97 \text{ km}^2$ a průměrný průtok v Rejštejně činí $8,26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Hodnoty desetileté, padesátileté a stoleté vody jsou na hodnotách $172 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $238 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, resp. $267 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ČHMÚ, 12.7.2009). Správcem všech toků v povodí na území národního parku je Správa NP Šumava. Mimo národní park jsou pak správcem Lesy České republiky, s.p. (LČR), případně Povodí Vltavy, s.p. Základní údaje o povodí jsou uvedeny v tab. 14.

Tab. 14 - Základní údaje o povodí

plocha povodí P (km ²)	333,97
délka toku L (km)	28,3
úhrnná délka vodních toků L _t (km)	721,89
délka rozvodnice L _R (km)	110,66
délka povodí L _P (km)	22,8
nejnižší kóta povodí h _{min} (m n.m.)	564,36*
nejvyšší kóta povodí h _{max} (m n.m.)	1375,36**
levá část povodí P _L (km ²)	43,02
pravá část povodí P _P (km ²)	290,95

pozn. *Rejštejn, **Plattenhausenriegel

Zdroj: VÚV

V zájmovém území se také nachází značné množství organogenních jezer rašelinného typu převážně menší rozlohy. Jen v samotných Modravských slatích se jich vyskytuje zhruba 207 s celkovou rozlohou 203 ha (*Mrázková a Skuhravý in Janský, Šobr et al., 2003*). Nicméně zde můžeme lokalizovat i 2 jezera ledovcového původu hrazené morénovými valy. Jedná se o Prášilské jezero (s hladinou ve výšce 1079 m n.m., rozlohou 4,2 ha, maximální hloubkou 17,2 m a objemem vod 349 920 m³) a jezero Laka (1084 m n.m., 2,58 ha, 3,5m, 48 818 m³), které však vykazuje některé znaky jezera organogenního - vyskytují se zde plovoucí ostrovy, břehy pozvolna zarůstají ve slatiniště (*Janský, Šobr et al., 2003*).

Také se v území nachází několik nádrží, tzv. klauz (Javoří, Rokytecká, Roklanská, Novohuťská, Studená, Březník, Ptačí a Černohorská), dříve sloužících jako zásobárna vody pro plavení dřeva. Zmíněné nádrže jsou však dnes vypuštěny a nejsou udržovány.

Morfometrické charakteristiky povodí

Tvar, sklonitost a další charakteristiky povodí mají velký vliv na rozložení průtoku v závěrovém profilu při srážkách či tání sněhu. Pro charakteristiku povodí a porovnání s jinými povodími byly vypočteny následující charakteristiky povodí.

V případě hustoty říční sítě výpočet naráží na problém nedostupnosti dat o tocích v sousední SRN, kam část povodí rovněž zasahuje. Hustota říční sítě a další charakteristiky tedy byly spočteny pouze na základě dostupných dat od VÚV (*VÚV T.G.M., 27.7.2009*).

Gravelliův koeficient povodí - K_G

(poměr délky rozvodnice k obvodu kruhu o ploše stejné povodí)

$$K_G = L_R / c = 1,704$$

$$c = 64,932 \text{ km}$$

Charakteristika povodí (koeficient protaženosti povodí) - α

(poměr plochy povodí k druhé mocnině délky toku)

$$\alpha = P / L^2 = 0,42$$

Vzhledem k ploše povodí (větší než 50 km²) je možno tvar povodí horní Otavy hodnotit jako **vějířovitý**.

Koeficient souměrnosti plochy povodí - K_{SP}

$$K_{SP} = |P_L - P_P| / P = 0,532$$

Z koeficientu vyplývá, že je zájmové povodí **nesouměrné**.

Koeficient vývoje toku (míra křivolakosti) - k_C

(poměr délky spojnice pramen - ústí ku skutečné délce toku)

délka spojnice pramen - ústí = 22 km

$$k_C = 0,78$$

Na základě hodnoty koeficientu vývoje toku se jedná o tok velmi přímý.

Střední šířka povodí - \bar{s}

(poměr plochy povodí k délce toku)

$$\bar{s} = P / L = 11,8 \text{ km}$$

Koeficient protáhlosti povodí R_E

$$R_E = (2 * (P/\pi)^{0,5}) / L_p = 0,907$$

L_p je délka povodí - spojnice závěrového profilu a nejvzdálenějšího místa povodí

Hustota říční sítě - r

$$r = 2,252 \text{ km/km}^2$$

Spád toku - Δh_t

(výškový rozdíl koncových bodů zkoumaného úseku toku)

$$\Delta h_t = 650 \text{ m}$$

Střední sklon toku - I

(poměr spádu toku Δh_t ku délce toku L)

$$I = 22,97 \text{ ‰}$$

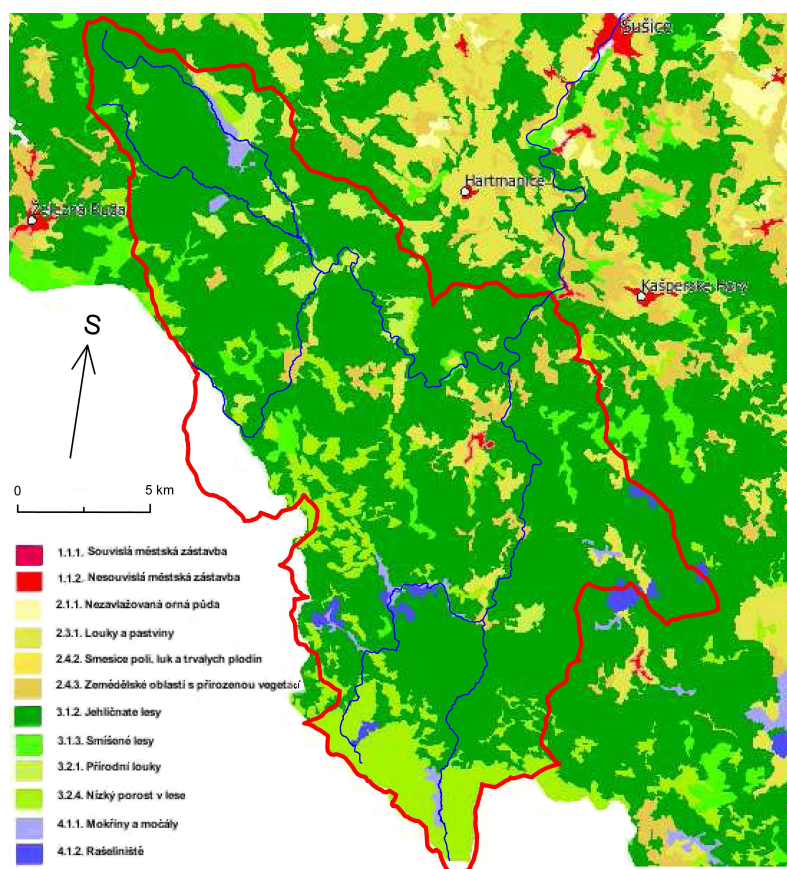
Střední sklon povodí - I_p

(rozdíl výšek nejvyššího a nejnižšího bodu povodí ku druhé odmocnině plochy povodí)

$$I_p = 44,28 \text{ ‰}$$

3.1.7 Land use, land cover

Sledované území je územím příhraničním s relativně nízkým zalidněním díky nepříhodným klimatickým podmínkám. Díky těmto faktorům jsou hlavním krajinným pokryvem "jehličnaté lesy", které zaujímají více než polovinu plochy povodí. Dalším hojně rozšířeným krajinným pokryvem je "nízký porost v lese" a "louky a pastviny". V menší míře jsou zastoupeny "zemědělské oblasti s přirozenou vegetací", "smíšené lesy", "mokřiny a močály" a rovněž "rašeliniště", jejichž zdejší rozloha je v rámci ČR jedinečná. "Nesouvislá městská zástavba" je zastoupena velmi zřídka a v malé ploše. Přehled tříd krajinného pokryvu je znázorněn na obr. 15.



Obr. 15 - Třídy krajinného pokryvu dle CORINE 2006 (zdroj: <<http://geoportal.cenia.cz>>, upraveno)

3.1.8 Biogeografie

Sledovaná oblast spadá do biogeografické provincie středoevropských listnatých lesů, biogeografické podprovincie hercynské a do biogeografického regionu (bioregionu) Šumavského. Rejštejnem prochází hranice Šumavského bioregionu se Sušickým bioregionem. Převažuje zde typická biota smrkovojedlobukového vegetačního stupně. Významnou část zde zaujímá rovněž jedlobukový vegetační stupeň, který se vyskytuje v nejnižších polohách až přibližně do nadmořské výšky 900-1000 m, a rovněž i smrkový vegetační stupeň, nacházející se v nejvyšších polohách nad cca 1200 m n.m. Výskyt

klečového vegetačního stupně je na české straně Šumavy velmi vzácný, jediným územím s plně vyvinutým klečovým stupněm je vrchol Velkého Javoru nacházející se v německé části Šumavy (Culek et al., 2005).

V zájmovém území je přítomna velká řada biochor vegetačních stupňů popsaných výše. Největší podíl na rozloze mají následující: podmáčené plošiny s vrchovišti 7. vegetačního stupně (dále jen v.s.) zaujímající plochy rašelinišť; podmáčené pahorkatiny s rašeliništi 7. v.s.; hřbety na kyselých plutonitech či metamorfitech 6. a 7. v.s.; svahy na kyselých metamorfitech 6. v.s.; pahorkatiny na kyselých metamorfitech 6. v.s.; výrazná údolí v kyselých metamorfitech či plutonitech 5 a 6. v.s.; podmáčené sníženiny s menšími rašeliništi 5. v.s. Pro svou jedinečnost je třeba zmínit i ledovcové kary v kyselých metamorfitech 7. v.s. Podrobný popis těchto biochor poskytuje Biogeografické členění České republiky, II. díl (Culek et al., 2005).

Jednoznačně plošně nejrozšířenější dřevinou je smrk, jehož výskyt je v této oblasti přirozený, nikoliv však jeho četnost. Již na konci 17. století docházelo na území k těžbě dřeva, postupem času se těžiště těžby přesouvalo do vyšších, méně dostupných poloh. V průběhu 19. století docházelo k umělému zalesňování, které vedlo ke zvýšení podílu smrku v lesích na úkor buku, jedle, javoru či jilmu. V současnosti tak smrk tvoří dominantní druh nejen ve smrkovém vegetačním stupni, ale i v nižších stupních. Na svazích v suťových lesích dominuje javor klen a jilm, na skalách se vyskytují reliktní bory.

V keřovém patře nižších poloh je zastoupen zimolez černý (*Lonicera nigra*) či lýkovec jedovatý (*Daphne mezereum*). Bylinné patro je velmi bohaté, ze zástupců je třeba jmenovat kyčelnici cibulkonosnou (*Dentaria bulbifera*), židavu evropskou (*Sanicula europaea*), řeřišnici nedůtklivou (*Cardamine impatiens*) či svízel vonný (*Galium odoratum*) (Anděra a Zavřel, 2003).

Ve vyšších polohách v smrkovém vegetačním stupni můžeme nalézt kromě nejrozšířenějšího smrku rovněž jeřáb ptačí (*Sorbus aucuparia*). V chudém bylinném patře se nalézá například kaprad' osténkatá (*Dryopteris austriaca*).

V rašelinných a podmáčených smrčinách na vrchovištích je dobře vyvinuto mechové patro s hojným výskytem rašeliníků a ploníků. Bylinné patro je zastoupeno dřípátkou horskou (*Soldanella montana*).

Typickým zástupcem podmáčených slatí je borovice blatka a borovice kleč, které jsou středoevropským endemitem (Dohnal, 1965). Dalším významným druhem je bříza trpasličí (*Betula nana*), klikva maloplochá (*Vaccinium microcarpa*), blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*) a četné další druhy, často vzácné (Anděra a Zavřel, 2003).

Významným krajinným prvkem jsou polopřirozené louky, vzniklé činností člověka - odlesněním. Na loukách probíhalo extenzivní zemědělství, častá byla pastva dobytka. V současnosti jsou často ponechány ladem (Culek et al., 2005). Mezi nejrozšířenější zástupce zde patří smilka tuhá (*Nardus stricta*) s příměsí borůvky či brusinky. V nižších polohách se na loukách hojně vyskytuje kerblík lesní (*Anthriscum sylvestris*), lomikámen zrnatý (*Saxifraga granulata*) a kostřava červená (*Festuca rubra*) (Anděra a Zavřel, 2003).

Fauna na sledovaném území je také velmi rozmanitá s výskytem velmi ohrožených druhů a odvíjí se od daného biomu.

V nižších polohách smíšeného horského lesa je fauna velmi rozmanitá a bohatá s hojným výskytem měkkýšů, členovců (střevlík zlatolesklý), ptáků (orel křiklavý, jeřábek lesní, strakapoudi a datlové) a savců (netopýr velkouchý a stromový, plšík lískový, prase divoké, jelen evropský).

Ve vyšších polohách klimaxových smrčín je fauna o poznání chudší. Vyskytují se zde motýli (okáč rudopásný), brouci (kozlíček smrkový, draví střevlíci), ptáci (tetřev hlušec, kulíšek nejmenší, kos horský, ořešník kropenatý, křivka obecná, králíček obecný) a savci (myšice lesní, kuna lesní, rys ostrovid, kočka divoká) a mnoho zástupců z předchozího biomu, jako například jelen evropský. Velcí draví savci byli na Šumavě a tedy v zájmovém území v minulosti vyhubeni člověkem (medvěd v roce 1856, vlk 1891, bobr již v 18. století, rys, kočka divoká). Poslední dva jmenované druhy byly znovu člověkem úspěšně uměle vysazeny do volné přírody v 70. a 80. letech minulého století a například rys ostrovid je nyní nedílnou součástí šumavské přírody (Chábera, 1987).

Rašeliniště a podmáčené smrčiny jsou místem reliktních stanovišť boreoalpinní fauny, jakožto pozůstatek pleistocénního zalednění. Zde mají významné zastoupení vážky (rody *Aeschna* a *Leucorrhina*), chrostíci (*Hagenella clathrata*), ploštice (znakoplavka horská) a motýli (žlutásek borůvkový, perleťovec severní a mokřadní, modrásek stříbroskvrný a travařík *Pediasia truncatella*). Dále se zde vyskytuje střevlík, mravenec rašeliništní, severští pavouci rodu *Pardosa* či mouchy pestřenky. Z plazů zde žije ještěrka živorodá a zmije obecná, z ptáků můžeme pozorovat tetřívka obecného, vodouše kropenatého či lindušku luční. Ze savců pouze myšivku horskou.

Dalšími lokalitami vhodnými pro život fauny jsou jezerní stěny jezer Laka a Prášílského, kde je možno pozorovat sokola stěhovavého a jezevce lesního.

Horské louky jsou útočištěm četných druhů hmyzu (ohniváček modrolesklý) a slouží i jako pastevní plochy pro velké lesní kopytníky (Chábera, 1987).

3.1.9 Ochrana přírody a krajiny

Pro svoji přírodní jedinečnost, výskyt velmi zachovalé, přírodě blízké krajiny s rozlehlým komplexem lesů, rašelinišť, horských luk i ledovcových jezer a výskyt mnoha vzácných či ohrožených druhů i endemitů bylo území Šumavy již v roce 1963 vyhlášeno chráněnou krajinnou oblastí (CHKO). Nejcennější území (s výjimkou Černého a Čertova jezera a Boubína) bylo posléze v roce 1991 vyhlášeno národním parkem. Zbývající území CHKO se tak stalo jakýmsi ochranným pásmem národního parku.

Zájmové území se z velké části nalézá na území Národního parku Šumava. Zbylá část, oblast prameniště Křemelné, se nachází v CHKO Šumava. V tomto území se nacházejí přírodní památka "Prameniště" (na východ od vrcholu Pancíř) a přírodní rezervace "Zhůřská pláň", "Zhůřská hnízdiště" a "Zhůřský lom". V oblasti národního parku jsou nejvýznamnější lokality vyhlášeny 1. zónami NP, jejichž množství sahá do počtu desítek a jsou většinou nevelkého rozsahu.

Mimo tyto zóny se zde nachází rovněž několik přírodních památek: "Modravské slatě" (rozprostírající se jihozápadním směrem od obce Modrava při státní hranici), "Povydrří" (rozkládající se v údolí řeky Vydry mezi Antýglem a Čeňkovou pilou) a "Tetřevská slat" a "Jezerní slat" (ležící na hranici povodí a náležící do zájmového území jen zčásti).

Celé území navíc náleží do systému ochrany Evropské unie Natura 2000. Celé zájmové území se nachází v Evropsky významné lokalitě (EVL) "Šumava" a naprostá většina území náleží do ptačí oblasti "Šumava". Navíc se celé zájmové území nachází uvnitř biosférické rezervace UNESCO s názvem "Šumava", vyhlášené v roce 1990. Rašeliništní komplexy jsou taktéž chráněny Ramsarskou úmluvou o ochraně mokřadů. Za zmínku jistě stojí i fakt, že se území nachází v chráněné oblasti přirozené akumulace vod (CHOPAV).

3.1.10 Experimentální povodí

V rámci zájmového území povodí horní Otavy byla vytipována dvě experimentální povodí (Ptačí potok, Černý potok) vhodná pro monitoring sněhových poměrů a uzavřených automatickým hladinoměrným zařízením (viz obr. 8).

Experimentální povodí Ptačího potoka má plochu 4,09 km², střední sklon 9,6°, s nejvyšším bodem v nadmořské výšce 1330 m (Malá Mokřůvka) a nejnižším 1125 m n.m. V závěrovém profilu povodí se zeměpisnými souřadnicemi 48°59'9.62" s.š. a 13°30'35.34" v.d. se nachází automatické ultrazvukové hladinoměrné zařízení PŘF UK. Povodí Černého potoka má plochu 1,42 km², střední sklon 31,9°, nejvyšší bod má nadmořskou výšku 1295 m (Polom) a nejnižší 915 m. Automatický hladinoměr s tlakovým čidlem v závěrovém profilu má zeměpisné souřadnice 49°8'56.76" s.š. a 13°18'45.57" v.d. Základní charakteristiky obou povodí jsou uvedeny v tab. 15.

Z uvedených dat vyplývá, že povodí Ptačího potoka je větší rozlohy a nachází se ve vyšší nadmořské výšce, avšak rozdíl mezních výšek je daleko nižší. Experimentální povodí je relativně vějířovitého tvaru a vyznačuje se středním sklonem a severovýchodní až západní expozicí (viz obr. 17). Zhruba 34% povodí pokrývá vysoký dospělý les složený především ze smrků (převážně dolní část povodí), dalších asi 22% území je pokryto plochami s mladšími jedinci, které se vyskytují jak uvnitř vysokého lesa, při jeho okrajích v horní části povodí, tak i roztroušeně na otevřených plochách. Horní část povodí (cca 44%) není pokryta lesem, jedná se o rozsáhlé otevřené plochy výrazně ovlivněné působením větru, které jsou pokryté polomy či mrtvým lesem postiženým kůrovcem.

Experimentální povodí Černého potoka je velmi protáhlého tvaru a vyznačuje se velkým sklonem a severovýchodní expozicí (viz obr. 18). Zhruba 40% povodí pokrývá vysoký dospělý les složený především ze smrků, který se vyskytuje opět převážně v dolní části povodí. Dalších asi 16% území je pokryto plochami s mladšími jedinci. Horní část povodí (cca 43%) není pokryta lesem, občas se zde vyskytují mladší solitérní stromy. Vzdálenost od závěrového profilu experimentálního povodí Ptačího potoka je zhruba 23 km.

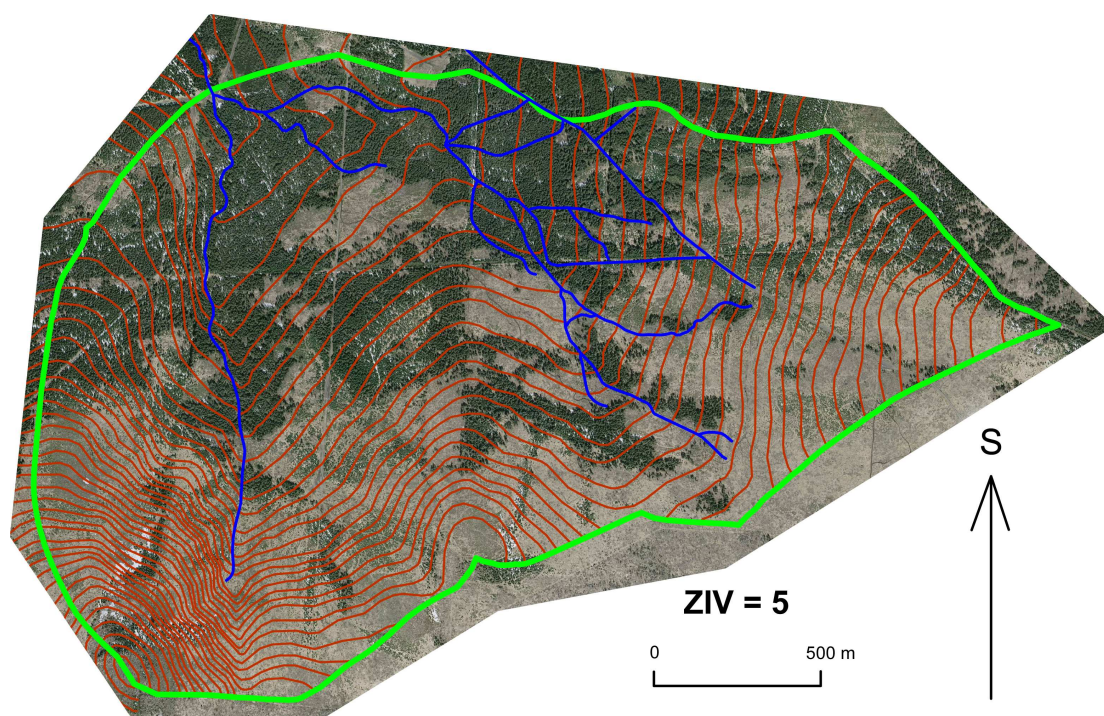
Tab. 15 - Základní charakteristiky experimentálních povodí Ptačího a Černého potoka

	Ptačí potok	Černý potok
plocha povodí P (km ²)	4,09	1,42
délka toku L (km)	2,17	2,37
úhrnná délka vodních toků L _t (km)	9,04	2,75
hustota říční sítě r (km/km ²)	2,21	1,94
délka rozvodnice L _R (km)	8,47	6,30
délka povodí L _P (km)	2,74	2,70
nejnižší kóta povodí h _{min} (m n.m.)	1125	915
nejvyšší kóta povodí h _{max} (m n.m.)	1330	1295

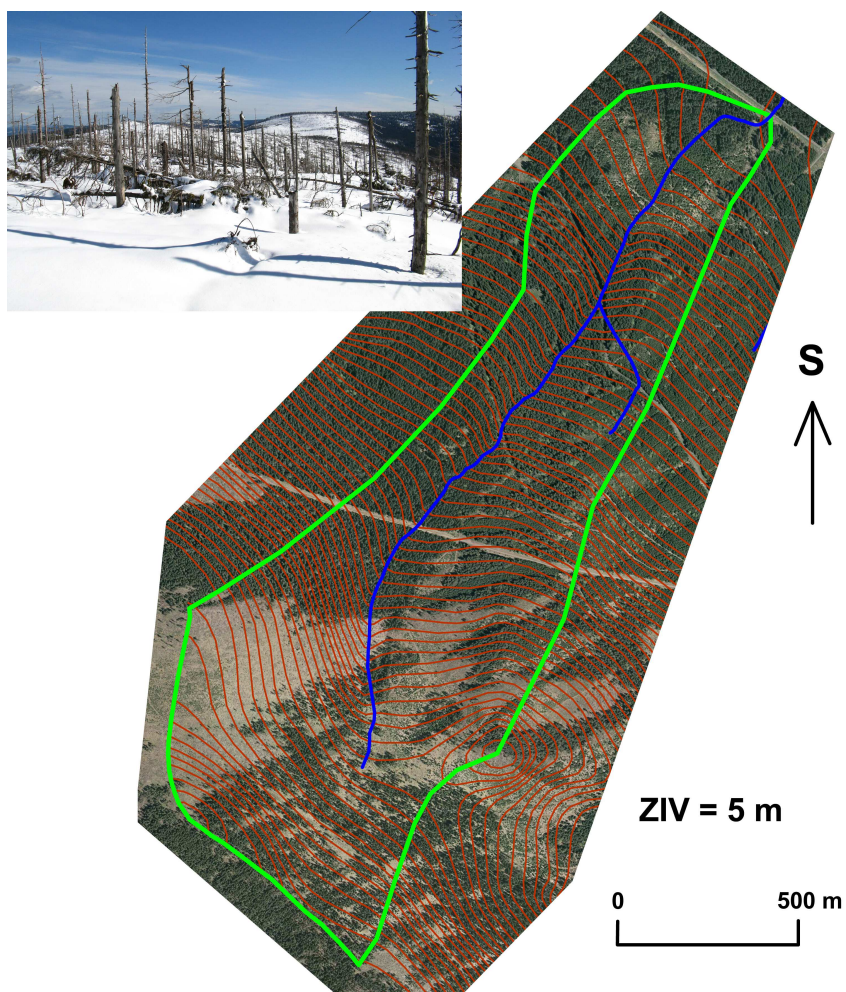
zdroj: VÚV, VGHMÚř



Obr. 16 - Pohled na povodí Ptačího potoka z vrcholu Malé Mokrůvky (foto: Kocum)



Obr. 17 - Experimentální povodí Ptačího potoka (zdroj: VÚV, VGHMÚř, <www.mapy.cz>, upraveno



Obr. 18 - Experimentální povodí Ptačího potoka (zdroj: VÚV, VGHMÚř, <www.mapy.cz>, upraveno, foto: autor

3.2 Materiál a metody

V následující kapitole jsou popsány jednotlivé zdroje dat, ať již převzatých či získaných vlastním terénním měřením. V další části kapitoly jsou podrobně prezentovány metody a postupy získávání dat, jejich analýzy a následné interpretace.

3.2.1 Datové zdroje

Pro potřeby analýzy míry vlivu jednotlivých faktorů na formování sněhové pokrývky bylo třeba získat data z různých zdrojů. Stručně je lze rozdělit následovně:

- 1) Digitální data složek krajiny ve formátu vrstev pro geografické informační systémy (GIS),
- 2) meteorologická data staničního měření ČHMÚ, Deutscher Wetterdienst (dále jen DWD) či PřF UK,
- 3) data o charakteru sněhové pokrývky v zájmovém území získaná vlastním terénním měřením.

Digitální data složek krajiny ve formátu vrstev pro geografické informační systémy

Pro práci s digitálními hydrografickými daty byla vybrána data z projektu "Digitální báze vodohospodářských dat" (DIBAVOD) Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka v Brně. Data jsou nadstavbou pro systém dat ZABAGED a jsou volně dostupná na webových stránkách VÚV. Byla použita následující data: A01 - CEVT (Centrální evidence vodních toků), A07 - hydrologické členění (rozvodnice IV. řádu) a E04 - vodoměrné stanice. Data byla stažena ve formátu ESRI shapefile a následně převedena do formátu .tab pro GIS software MapInfo.

Vrstva A01 je velmi podrobná, jsou v ní zobrazeny i velmi malé vodní toky, a proto je velmi vhodná i pro detailnější analýzu. Bohužel však tato vrstva obsahuje pouze toky na území České republiky a nikoliv Spolkové republiky Německo, kam zájmové území rovněž zasahuje. Vrstva A07 rovněž vykazuje velmi vysokou přesnost danou především, stejně tak jako v případě vrstvy A01, velkým měřítkem, ve kterém je zpracována.

Další použitou digitální GIS vrstvou byla vrstva s vrstevnicemi se základním intervalem 5 m, jejímž autorem je Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad (VGHMÚř) Geografické služby Akademie ČR se sídlem v Dobrušce. Tato digitální data vrstevnic jsou k dispozici i za hranicemi ČR, a tak zaujímají celou plochu zájmového území. Uvedený základní interval vrstevnic je zcela dostatečný pro potřebné analýzy v zájmovém prostoru.

Dalším zdrojem digitálních dat byla vlastní terénní měření pomocí ruční GPS, která byla prováděna v místech odběru sněhových vzorků váhovým sněhoměrem (viz níže). Data byla exportována z GPS přístroje a následně importována do prostředí GIS, kde byly

jednotlivé body zobrazeny v soustavě souřadnic a atributová tabulka doplněna o naměřená data s charakteristikami sněhu pro následné analýzy.

Meteorologická data

Pro účely této práce byla využita pouze data Deutscher Wetterdienst (DWD) a data naměřená automatickými stanicemi Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK. Data ČHMÚ nebyla využita pro jejich nevhodnost pro studii v dané lokalitě (*Jelínek, 2008*).

Data poskytnutá DWD pocházela z měření na stanici Velký Javor (Grosser Arber, 1437 m n.m.), a to v období 1.11.2007-30.4.2008. Pro období zimní sezóny 2008/2009 však nebyla data získána, tudíž analýzy proběhly pouze s využitím dat z první sezóny. Poskytnutá data obsahovala celkový úhrn srážek v jednotlivých dnech **SRA** (přesnost na desetinu milimetru), průměrnou denní teplotu vzduchu pro každý den **T** (přesnost na desetinu stupně Celsia) a rovněž celkovou výšku sněhové pokrývky **HS** (s přesností na centimetry). Zhruba 3 až 4 dny v týdnu byla na stanici měřena i vodní hodnota sněhu **SWE**, a to o přesnosti na desetiny milimetru vodního sloupce. Data byla poskytnuta ve formátu pro program MS Excel, který skýtá dobré možnosti pro následné analýzy.

Data naměřená automatickými stanicemi PřF UK jsou získávána přístroji vyrobenými českobudějovickou firmou Fiedler-Mágr. Data jsou měřena v desetiminutovém intervalu, shromažďována v řídicí jednotce a jednou denně odesílána mobilní sítí GSM na server výrobce, kde jsou dostupná uživateli. Odtud lze data vybraného časového intervalu stahovat ve formátu .csv kompatibilního s programem MS Excel. Žádná ze stanic není bohužel vybavena srážkoměrem s vyhříváním, takže nelze měřit úhrn srážek v zimním období. Klimatická stanice Březník je však vybavena čidly sledujícími základní meteorologické parametry (teploměr, vlhkoměr, pyranometr, anemometr). Všechny tyto přístroje dodávají data naměřená v desetiminutových intervalech, což je interval naprosto dostačující pro potřeby práce.

Data o charakteru sněhové pokrývky v zájmovém území získaná vlastním terénním měřením

Data byla pro potřeby práce získávána po dobu dvou zimních sezón podrobným expedičním měřením ve třech částech zájmového povodí, a to konkrétně v povodí Rokytky, Černého a Ptačího potok (viz obr. 17, 18 a 8). Během sezóny 2007/2008 proběhlo v daných lokalitách terénní měření celkem ve dvou termínech, v sezóně 2008/2009 rovněž ve dvou termínech, v případě Ptačího potoka dokonce ve třech termínech. Poslední termín v sezóně byl pokud možno volen v období největší mocnosti sněhové pokrývky těsně před nástupem definitivního procesu jejího tání. Bohužel však v důsledku velké časové náročnosti a nedostatečně přesné dlouhodobé předpovědi počasí nebylo možno tomuto zadání přesně vyhovět. Nicméně především v zimním období 2008/2009 byl expedičním měřením postihnut stav těsně před nástupem tání sněhu velmi přesně. Metodika terénních výzkumů je popsána v následující kapitole.

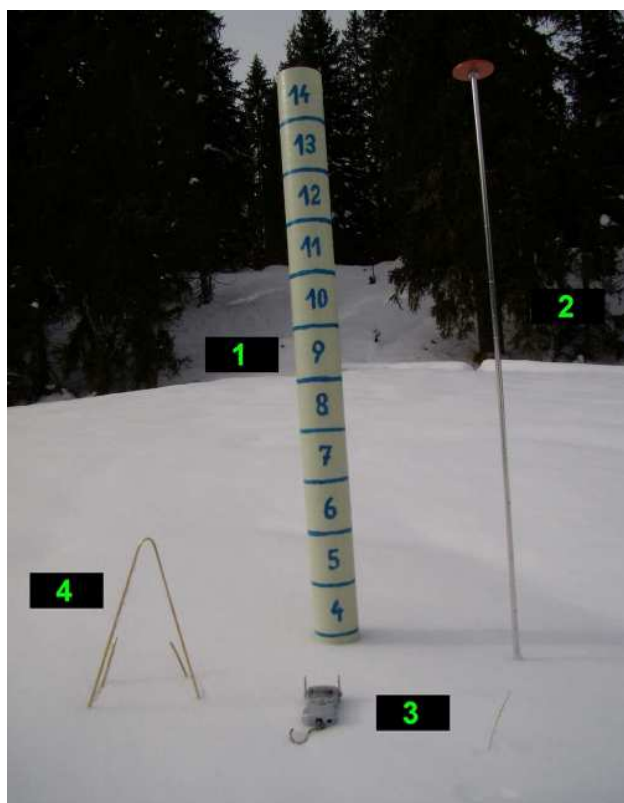
3.2.2 Metody výzkumu

Následující kapitola má metodologický charakter, její součástí je i popis nejistot a možných chyb při terénním monitoringu a interpretaci dat.

Jak již bylo zmíněno, expediční měření bylo prováděno v několika málo termínech v experimentálních povodích uzavřených hladinoměrnými zařízeními provozovanými PřF UK v Praze, které jsou dílčími povodími v povodí zájmového území. Na práci v terénu se podílela řada členů a studentů Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK.

Malá intenzita měření je dána hlavně velkou časovou, ale relativně i lidskou a fyzickou náročností expedičního měření. Časová náročnost je kromě odlehlosti experimentálních povodí dána hlavně charakterem měření, které je prováděno v kroku přibližně 200 m. Rovněž i samotný proces měření je časově náročný.

Měření bylo prováděno v měrných bodech s cílem pokrýt celé území jejich dostatečně hustou sítí pro potřeby následné interpolace. Pohyb během měření při přesunech mezi jednotlivými měrnými body byl v náročném terénu zajištěn pomocí sněžnic či běžeckých lyží. Samotné měření bylo většinou prováděno dvojicí či trojicí měřičů, kteří realizovali odběry sloupců sněhu přímo v terénu pomocí soupravy váhového sněhoměru SM 150-50, jež byl vytvořen na pobožce ČHMÚ v Jablonci nad Nisou (viz obr 19).



Obr. 19 - Sněhoměrná souprava SM 150-50 (1 - odběrný válec, 2 - tyč pro měření výšky sněhové pokrývky (slouží zároveň k udusání sněhu ve válci), 3 - digitální váha, 4 - závěsné vahadlo; foto: Jelínek)

Celý proces měření se provádí v následujících krocích. Nejprve se odebere sloupec sněhu reprezentující okolí měrného bodu pomocí odběrného válce o ploše průřezu 50 cm² a výšce 150 cm (v případě větší mocnosti sněhové pokrývky je třeba odběr provádět po více částech), která se zasune kolmo na povrch sněhové pokrývky až na terénní podklad. Poté je ze strany odběrného válce odečtena výška sněhu s přesností na centimetry v místě odběru, která je zásadní pro zjištění hustoty sněhu. Následuje udusání sněhu ve válci pomocí tyče pro měření výšky sněhové pokrývky, což je důležité pro kompaktnost sloupce sněhu a jeho následné bezproblémové vyjmutí uvnitř válce. Dále následuje zvážení sněhu digitální váhou a válce jako celku s přesností na 10 g. Následně je od váhy soupravy odečtena předem známá hmotnost prázdného odběrného válce, čímž se zjistí váha sněhového vzorku v odebraném profilu.

Poté je v blízkém okolí odběru provedeno několik měření výšky sněhu pomocí tyče pro měření výšky sněhové pokrývky, přičemž výpočtem aritmetického průměru lze získat hodnotu průměrné výšky sněhu v místě odběru. Vynásobením této hodnoty s hustotou sněhu zjištěnou váhovým sněhoměrem lze vypočítat vodní hodnotu sněhu.

$$\rho = m / V = m / (S * h)$$

$$SWE = \rho * h_0,$$

kde ρ je hustota sněhu, SWE vodní hodnota, m hmotnost odebraného vzorku, S obsah průřezu odběrného válce, h mocnost sněhu odečtená pomocí odběrného válce a h_0 je mocnost sněhu odečtená pomocí tyče pro měření výšky sněhové pokrývky v blízkém okolí.

Měření bylo tedy prováděno s krokem cca 200 m, a to v profilech v daném povodí tak, aby pokud možno místa odběru rovnoměrně pokrývala celé povodí pro následnou optimální interpolaci. Průběh traťových snímků byl volen rovněž s ohledem na logistiku při postupu měřicích skupin, jelikož měření byla často prováděna od brzkého rána do doby po setmění. Každému měrnému bodu byla po zaměření pomocí GPS přiřazena poloha a také jedinečný číselný kód, který umožňoval propojení s daty charakterizujícími daný měrný bod a jeho blízké okolí. Mezi zjišťované údaje patří:

- jedinečný identifikační číselný kód umožňující propojení dat
- hmotnost odebraného vzorku
- mocnost sněhové pokrývky v místě odběru
- průměrná mocnost sněhové pokrývky v blízkém okolí
- pokrytí vegetací
- expozice reliéfu
- sklon reliéfu
- případné poznámky

Pokrytí vegetací bylo klasifikováno do tří kategorií:

- 1 - otevřená plocha s očekávaným významným ovlivněným sněhové pokrývky redistribucí větrem (louky, velké nezalesněné paseky, rašeliniště, apod.)
- 2 - otevřené plochy s částečnou ochranou před větrem (nízký řídký les, paseky, mýtiny, široké průseky a cesty, mrtvý, kůrovcem zasažený mrtvý les)
- 3 - vysoký les zabezpečující významnou ochranu před působením větru a rovněž ovlivňující sněhovou pokrývku intercepce

Expozice reliéfu představovala pouze doplňkový údaj pro kontrolu výpočtu expozice v prostředí GIS.

Sklon reliéfu byl klasifikován pro jednodušší analýzu sklonitosti okolního terénu do tří následujících kategorií a sloužil opět pro kontrolu s výpočtem v prostředí GIS:

- 1 - rovina
- 2 - mírný svah
- 3 - prudký svah

Je třeba podotknout, že výše zmíněné charakteristiky měrných bodů a klasifikace do jednotlivých tříd (sklon reliéfu, expozice reliéfu a pokrytí vegetací) byly zjištěny pouze na základě subjektivního posouzení každého měřiče. Proto byl i počet jednotlivých kategorií charakterizovaných veličin redukován na optimum.

Chyby měření při terénním výzkumu a interpretaci dat

Jak již bylo naznačeno, samotné měření je často ovlivněno subjektivním úsudkem měřiče a především rozličnými vlivy technického charakteru. Možné chyby vyplývají z následujícího:

1. V případě prvního výběru místa měření je důležitá jeho reprezentativnost, což je důležité zejména pro interpolace v prostředí GIS. Při opakovaném měření v dané lokalitě je rozhodující přesnost ručního GPS přístroje, která se v místních podmínkách pohybuje okolo hodnoty 10 m, což je hodnota relativně dostačující.
2. Dalším aspektem potenciálně ovlivňujícím chybu měření je výběr reprezentativního místa odběru. Povrch sněhové pokrývky je často velmi zvlněný a rovněž výška sněhové pokrývky se často zásadně mění již na velmi krátké vzdálenosti. Této nepřesnosti se dá do jisté míry zabránit právě opakovaným měřením výšky sněhové pokrývky pomocí tyče pro měření její mocnosti v blízkém okolí odběrného místa sněhoměrným válcem a následným zprůměrováním získaných hodnot.
3. Chyba měření může být rovněž způsobena přítomností překážek na zemském povrchu, jako například kámen střední velikosti, nakupené spadané větve stromů, velmi vzrostlé borůvky či velmi nízká kleč. Dalším možným ovlivněním je přítomnost velmi měkké zeminy (např. v lokalitě rašeliniště), kdy často není při zasunování sněhoměrného válce do sněhu možno bezpečně rozeznat dosažení zemského

(rašelinného) povrchu. V těchto případech je třeba měření válcem opakovat na vhodnějším místě v blízkém okolí.

4. Vzhledem k určité tloušťce stěn sněhoměrného válce také dochází při jeho zasouvání k hrnutí sněhu mimo válec a neodebrání tak veškerého sněhu. Naměřená hodnota je tudíž nižší než skutečnost, na což upozorňuje např. *Němec in Jelínek (2008)*. Proto je nutné provádět odběr pomalým krouživým zasouváním. Vliv této skutečnosti je možno snížit použitím sněhoměrného válce o větší ploše průřezu. V tomto případě je však velmi obtížné odebrat vzorek sněhu najednou (*Sandev, Elleder, Šercl, Daňhelka, 2006*). Rovněž by došlo ke zvýšení hmotnosti sněhoměrné soupravy a tím ke snížení její mobility.
5. Odběr sněhového sloupce je nutné provádět opatrně i s ohledem na přítomnost zledovatělých vrstev ve sněhovém profilu vzniklých během oblev či působením větru. Tyto vrstvy je možné prorazit pouze značnou silou, což je v přímém rozporu se zadáním a tudíž tento necitlivý přístup může negativně ovlivnit přesnost měření.
6. Chyby v měření mohou také nastat při vážení použitím vah, jejichž přesnost je $\pm 20\text{g}$. V praxi dochází k naměření rozdílných hmotností, výjimečně s odchylkou až $\pm 100\text{g}$. Proto bylo vážení prováděno opakovaně a zapsána průměrná hmotnost.
7. Kvalitu měření ovlivňuje i změna vodní hodnoty sněhu v rámci jednoho dne měření, způsobená například silnými srážkami či výraznou oblevou. Během monitoringu ovšem tato skutečnost nikdy nenastala, a pokud ano, tak šlo o srážky či oblevu nevýrazného charakteru.
8. Chyby při interpretaci dat jsou způsobeny hlavně faktem, že pomocí expedičního měření lze získávat pouze bodová data. Pro zjištění objemu vody, nacházejícího se ve sněhové pokrývce v daném povodí je zásadní znalost vodní hodnoty sněhu na ploše celého povodí. Toho je docíleno pomocí interpolací, probíhajících převážně v prostředí GIS pomocí interpolačních metod IDW, Kriging, Spline, TIN a dalších, s různými algoritmy pro výpočet interpolovaných hodnot, jejichž princip je dostatečně popsán v odborné literatuře a není objektem zájmu této práce.
9. I přes značnou sofistikovanost a přesnost nejnovějších metod není možno postihnout při interpolacích všechny faktory, které mají na charakter sněhové pokrývky vliv, a proto není nikdy možné pomocí interpolovaných dat postihnout reálnou situaci nastalou v přírodních podmínkách.
10. Dalším faktorem zanášejícím chybu do finálních výstupů je skutečnost, že v důsledku snazší interpretace dat jsou parametry odběrných míst sněhu (pokrytí vegetací, sklon terénu, expozice) kategorizovány pouze do velmi malého počtu kategorií. To v důsledku neumožňuje postihnout dostatečně přesně popisovaný parametr.

3.3 Analýza vlivu jednotlivých faktorů

Tato kapitola je věnována analýze vlivu jednotlivých faktorů, které byly měřeny během expedičních měření provedených pracovníky a studenty Katedry fyzické geografie a geoekologie v uplynulých dvou zimních sezónách, nebo zaznamenávány meteorologickými

či klimatickými stanicemi, jejichž provoz je zabezpečovaný ČHMÚ, DWD nebo Katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze (dále jen KFGG PřF UK). V analýzách jsou tedy brány v úvahu vybrané faktory a jejich vliv na dvě charakteristiky sněhové pokrývky: vodní hodnotu sněhu (*SWE*) a relativní hustotu sněhu (ρ).

Při analýzách byla zjišťován korelační koeficient r a těsnost vztahu porovnávaných veličin byla popisována následujícím hodnocením (*Janko in Nosek, 1972*):

$r > 0,9$	velmi těsný vztah, velmi vysoký stupeň vázanosti mezi proměnnými
$0,7 < r < 0,9$	vysoký stupeň těsnosti vztahu
$0,5 < r < 0,7$	význačná těsnost vztahu
$0,3 < r < 0,5$	mírný stupeň těsnosti vztahu
$r < 0,3$	nízký stupeň těsnosti vztahu

Na grafických výstupech byla klasifikace pokrytí vegetací (viz kap. 3.2.2) nahrazena následujícím slovním popisem: 1 = otevřená plocha, 2 = mýtina, 3 = les.

Data sněhové pokrývky, na kterých jsou analýzy prováděny, byla měřena na experimentálních povodích vytipovaných KFGG PřF UK v průběhu zimních sezón 2007/2008 a 2008/2009. Konkrétně se jedná o povodí Ptačího a Černého potoka, viz. obr. 17 a 18. a kapitola 3.1.1.

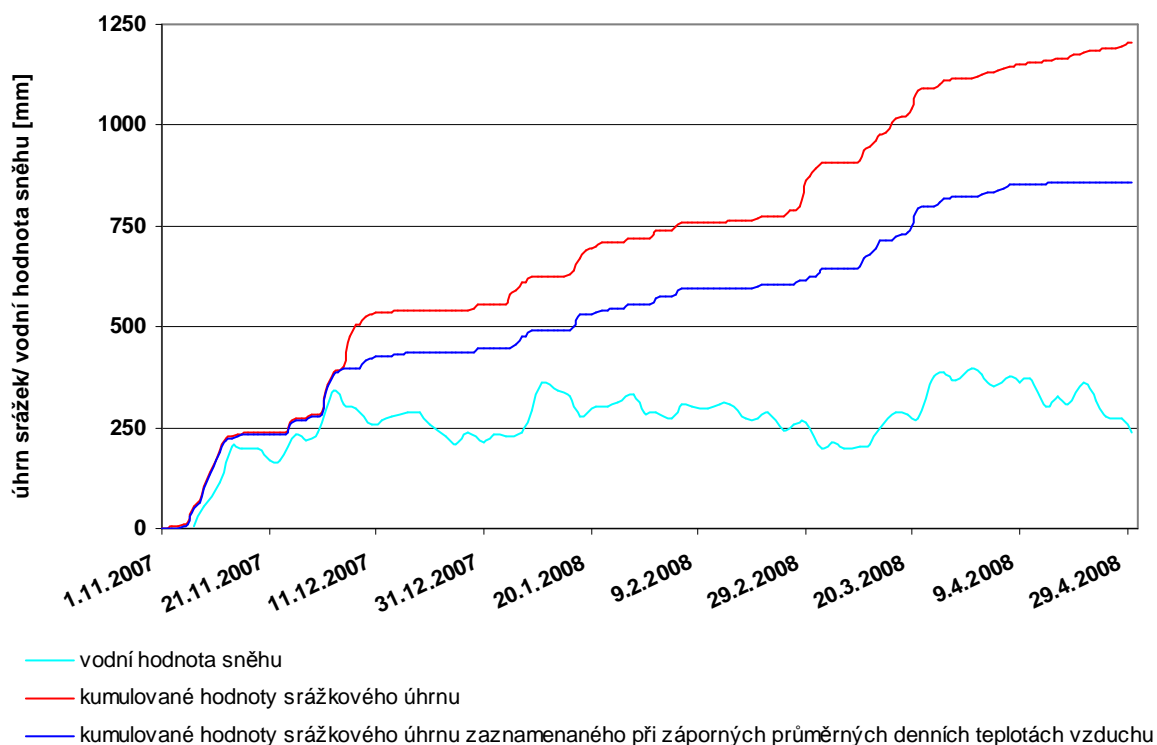
Analýzy byly prováděny v prostředí programu MS Excel, výstupem z programu jsou grafy znázorňující závislosti mezi studovanými veličinami. Do grafu byly zaneseny také spojnice trendu a vypočtena hodnota spolehlivosti R^2 . Typ spojnice trendu (lineární, logaritmický, mocninový, exponenciální) byl volen s ohledem na nejvyšší hodnotu spolehlivosti R^2 . Typ spojnice trendu je uveden v legendě příslušného grafu. Na grafických výstupech byla klasifikace pokrytí vegetací (viz kap. 3.2.2) nahrazena následujícím popisem: 1 = otevřená plocha, 2 = mýtina, 3 = les.

V následujících dvou kapitolách jsou porovnávána data (úhrn srážek, průměrná denní teplota vzduchu, vodní hodnota a hustota sněhu) ze stanice Velký Javor (Grosser Arber, 1437 m n.m.) poskytnutá DWD. Tato stanice byla zvolena jako reprezentativní vzhledem k poloze experimentálních povodí. Data z této stanice totiž vykazují nejtěsnější vztah s údaji získanými z vlastních automatických stanic (viz. *Jelínek, 2008*). Vliv solární radiace a rychlosti a směru větru na vývoj sněhové pokrývky v experimentálních povodích nebylo možné analyzovat vzhledem k tomu, že tato data nebyla k dispozici.

3.3.1 Úhrn srážek

Tato kapitola je věnována vztahům mezi naměřenou vodní hodnotou sněhu a úhrny srážek na výše zmíněné stanici. Vodní hodnota sněhu byla měřena zhruba 3x až 4x do týdne, data denních srážkových úhrnů jsou k dispozici pro každý den. Analýza je provedena v období od 1.11.2007 do 30.4.2008, data pro následující sezónu 2008/2009 bohužel nebyla k dispozici.

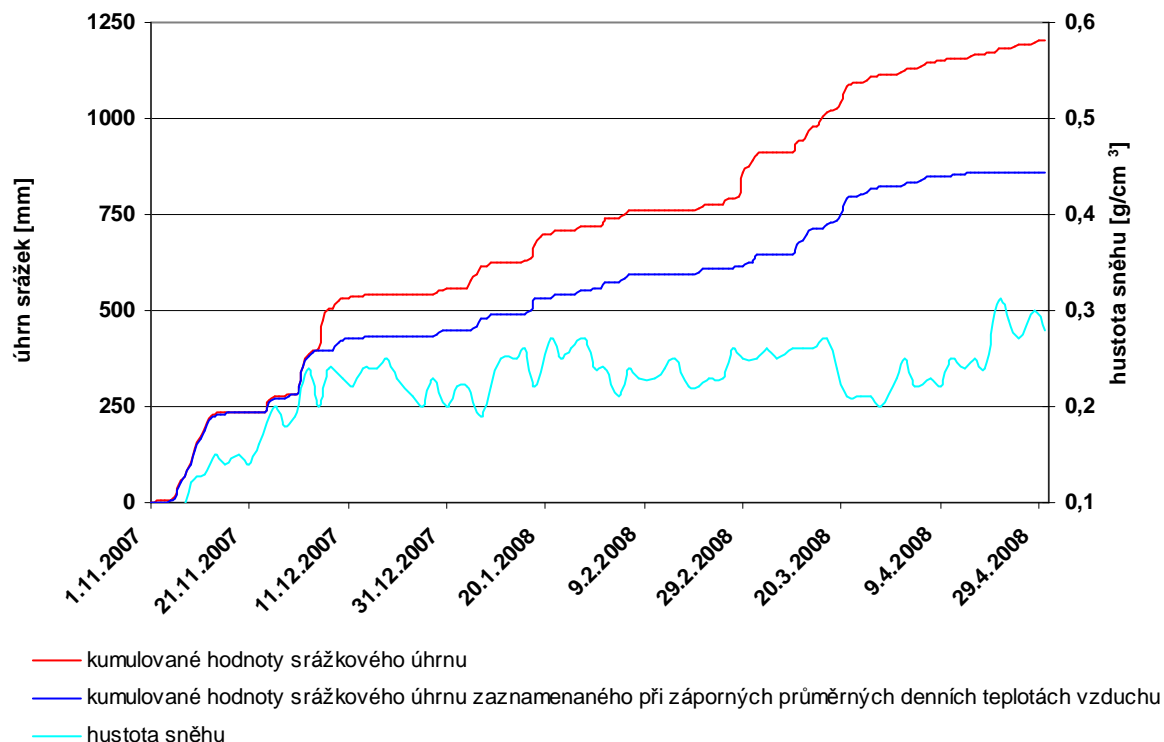
V grafu na obr. 20 jsou vyneseny jak kumulované hodnoty srážkových úhrnů, tak i výšky srážek, které byly zaznamenány ve dnech s průměrnou teplotou vzduchu nižší či rovnou 0°C, a to z důvodu částečné eliminace srážek spadlých ve formě deště. Kromě toho jsou součástí grafu údaje o vodní hodnotě sněhu v průběhu sledovaného zimního období.



Obr. 20 - Kumulované hodnoty srážkových úhrnů a vodní hodnota sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

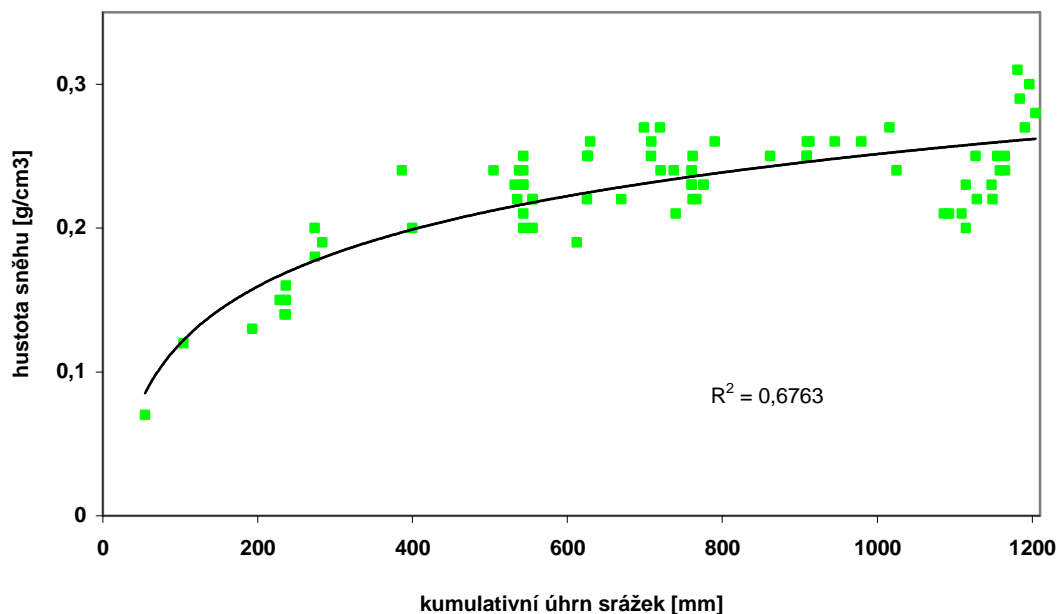
Z grafu je patrná velmi dobrá závislost vodní hodnoty sněhu na celkovém úhrnu srážek do začátku prosince 2007, kdy zhruba 85% srážek je uloženo ve sněhové pokrývce. V dalším průběhu zimní sezóny tento podíl většinou zákonitě klesá. Poněkud zvláštně se jeví fakt v případě dat z období kolem 10. ledna a také 25. března 2008, kdy můžeme pozorovat vyšší nárůst vodní hodnoty sněhu, než byla výška naměřených srážek v tomto období. Možné vysvětlení je takové, že došlo k navátí sněhu větrem do místa měření sněhové pokrývky (což je teoreticky možné díky absenci vegetačního krytu v místě stanice), nebo je tento úkaz způsoben chybou měření. Možnost usazení horizontálních srážek v takovémto množství na nezalesněné ploše můžeme vyloučit. Také si můžeme všimnout relativně konstantní vodní hodnoty sněhu od prosince až téměř do konce dubna. To je však dáno relativně výrazným nástupem zimního počasí na začátku sezóny a relativně teplejšího průběhu další části zimního období. Nejvyšší hodnoty ale byly zaznamenány na přelomu března a dubna, což je v našich podmínkách nejvyšších partií hor standardní úkaz. Rovněž lze pozorovat relativně vysoký celkový úhrn srážek v tomto zimním období, 1204 mm během 6 měsíců je i na tuto horskou oblast relativně vysoká hodnota a značí nadprůměrně bohatou zimu na srážky. Nicméně na vodní hodnotě sněhu tento fakt není patrný v důsledku existence vyšších teplot vzduchu.

Do dalšího grafu na obr. 21 jsou zaneseny opět jak kumulované hodnoty srážkových úhrnů, tak i výšky srážek, které byly zaznamenány ve dnech s průměrnou teplotou vzduchu nižší či rovnou 0°C , a to z důvodu částečné eliminace srážek spadlých ve formě deště. V tomto případě je třetí veličinou v grafu hustota sněhu v průběhu zimy.



Obr. 21 - Kumulované hodnoty srážkových úhrnů a hustota sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

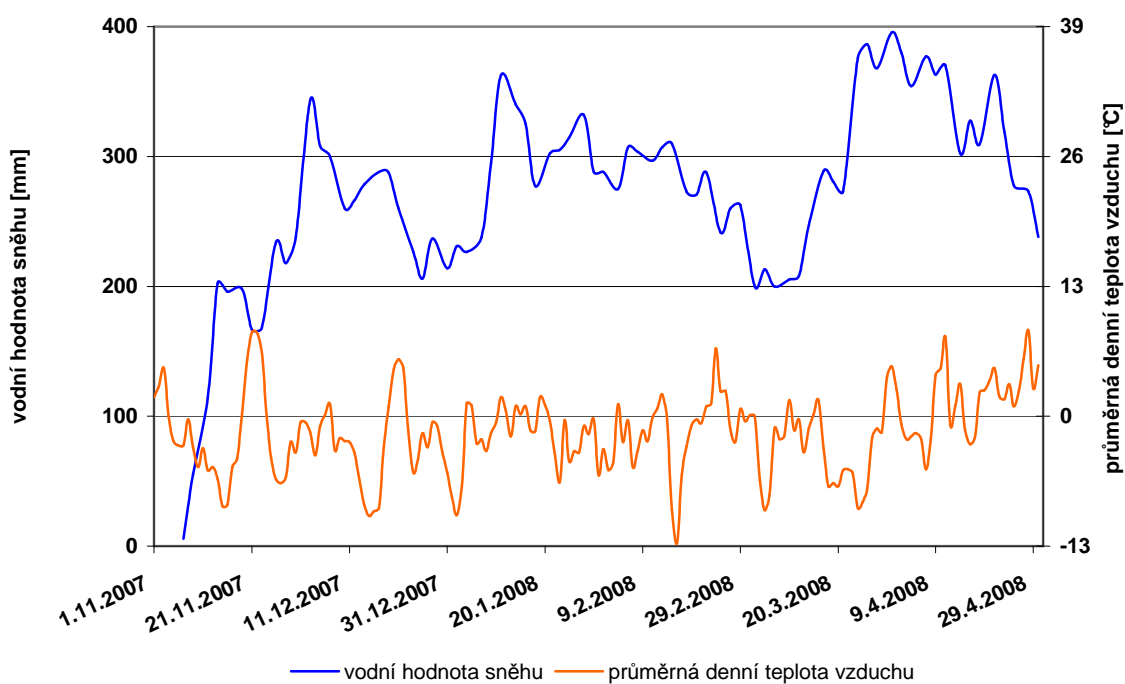
Z grafu je velmi dobře patrný výrazný nárůst hodnot hustoty sněhu na počátku zimního období, což je dáno běžným sleháváním, sesedáním a metamorfózou sněhu, a to v celém profilu díky velkému množství sněhu napadlého za krátké období a nízkými teplotami při sněžení, díky nimž padal suchý sníh s velmi nízkou hustotou. Dále můžeme pozorovat kolísání hustoty sněhu v průběhu zimy, kdy při výraznějších srážkových úhrnech docházelo k poklesu hustoty sněhu. To je nejvýrazněji patrné v období kolem 20. března 2008, kdy hustota sněhu poklesla zhruba o $0,07 \text{ g/cm}^3$. Naopak při absenci srážek (obzvláště těch zaznamenaných ve dnech s kladnou teplotou vzduchu) docházelo k pozvolnému nárůstu hustoty sněhu. Poněkud zvláštní je úkaz kolem 20. prosince 2007, kdy i přes minimální srážkové úhrny docházelo k poklesu hustoty sněhu. Ještě k zajímavějšímu zjištění můžeme dojít při porovnání s předešlým grafem, kdy v tomto období můžeme zaznamenat i pokles vodní hodnoty sněhu. Původní domněnka o navátí lehkého sněhu je tímto vyloučena, a proti ní stojí rovněž porovnání s průměrnou denní teplotou vzduchu (viz dále), která indikuje výraznou oblevu. Jako jediné možné vysvětlení tohoto zjištění lze tedy považovat chybu při měření.



Obr. 22 - Závislost hustoty sněhu na kumulativním srážkovém úhrnu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

3.3.2 Teplota vzduchu

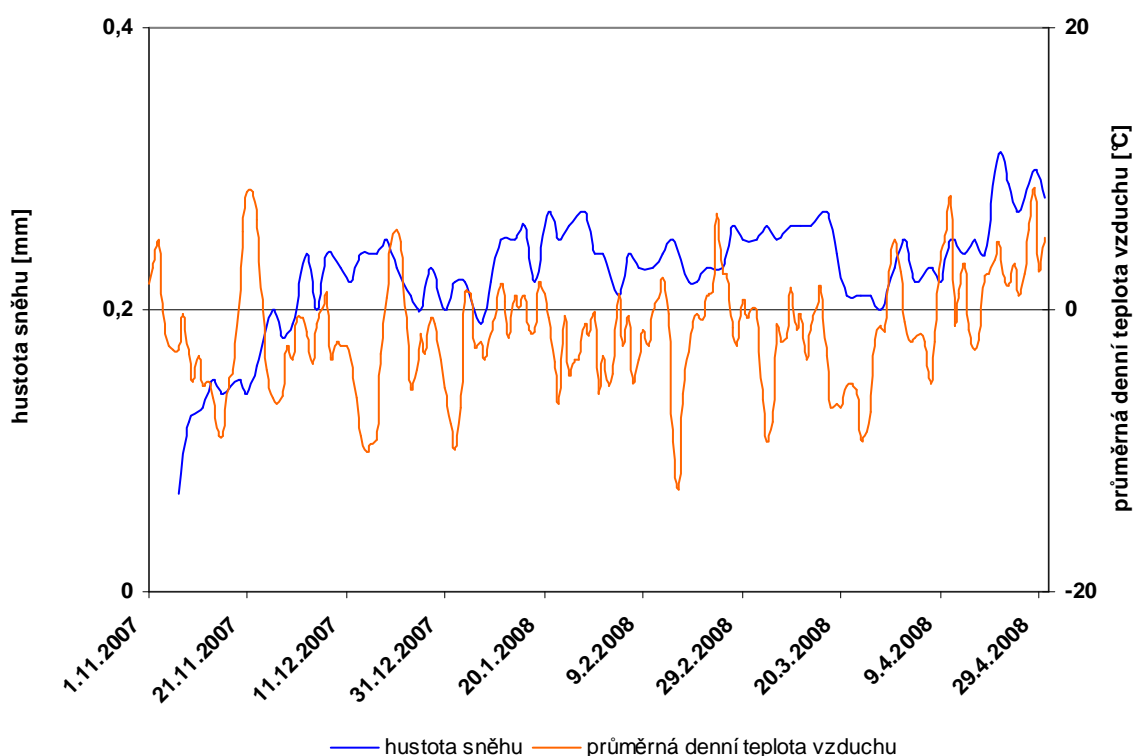
V této podkapitole jsou porovnávány naměřené vodní hodnoty sněhu a průměrné denní teploty vzduchu ze stanice Grosser Arber v období 1.11.2007-30.4.2008. Do grafu na obr. 23 jsou vyneseny jak průměrné denní teploty vzduchu, tak vodní hodnota sněhu v průběhu zimy, což umožňuje snadné vizuální porovnání obou veličin.



Obr. 23 – Vývoj průměrných denních teplot vzduchu a vodní hodnoty sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

Na grafu je znatelně patrný vliv kladných průměrných denních teplot vzduchu na vodní hodnotu sněhu. Dobrý příklad poskytuje období zhruba kolem 20.-25. listopadu 2007, kdy můžeme zaznamenat výrazně kladné teploty vzduchu a také zřetelný úbytek vodní hodnoty sněhu. Dalšími podobnými obdobími s touto zřetelnou závislostí jsou období kolem 20. prosince 2007 a 25. února 2008. K poklesu vodní hodnoty sněhu ale dochází i při záporných teplotách vzduchu, jako tomu bylo například v období 20.-25. února 2008 či kolem 20. března 2008, kdy došlo i ke snížení hustoty sněhové pokrývky (viz výše). Možnou příčinou tohoto jevu mohou být nepřesnosti a chyby při měření vodní hodnoty sněhového sloupce.

V následujícím grafu (obr. 24) je znázorněn průběh průměrných denních teplot vzduchu a hustota sněhu ve sledovaném zimním období. Z grafu je dobře patrná významná závislost hustoty sněhové pokrývky na hodnotě průměrné denní teploty vzduchu. Křivka průměrných teplot až na drobné výjimky velmi dobře kopíruje křivku hustoty sněhu, i když se zde samozřejmě ukazuje určité zpoždění hodnot hustoty za hodnotami teploty. Výše popsáný fakt z předchozího grafu je znatelný i z tohoto obrázku, kde můžeme kolem 20. prosince 2007 i přes výrazně kladné teploty vzduchu pozorovat snížení hustot sněhové pokrývky. Je třeba dodat, že došlo u sněhu i ke snížení jeho vodní hodnoty a zanedbatelným srážkovým úhrnům.

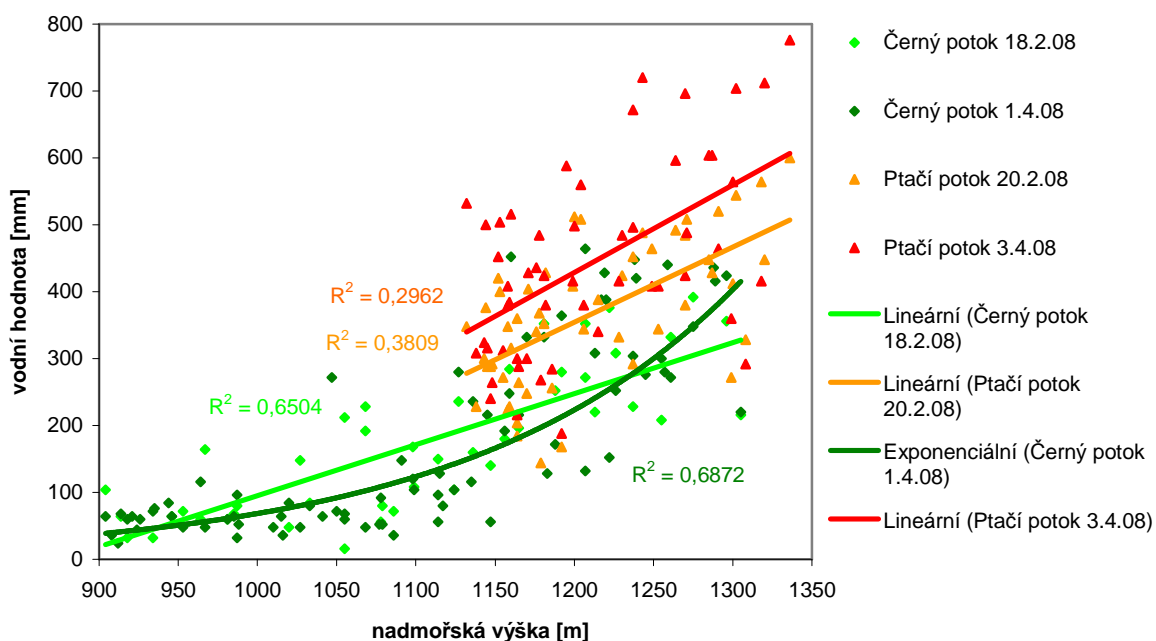


Obr. 24 - Vývoj průměrných denních teplot vzduchu a hustoty sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

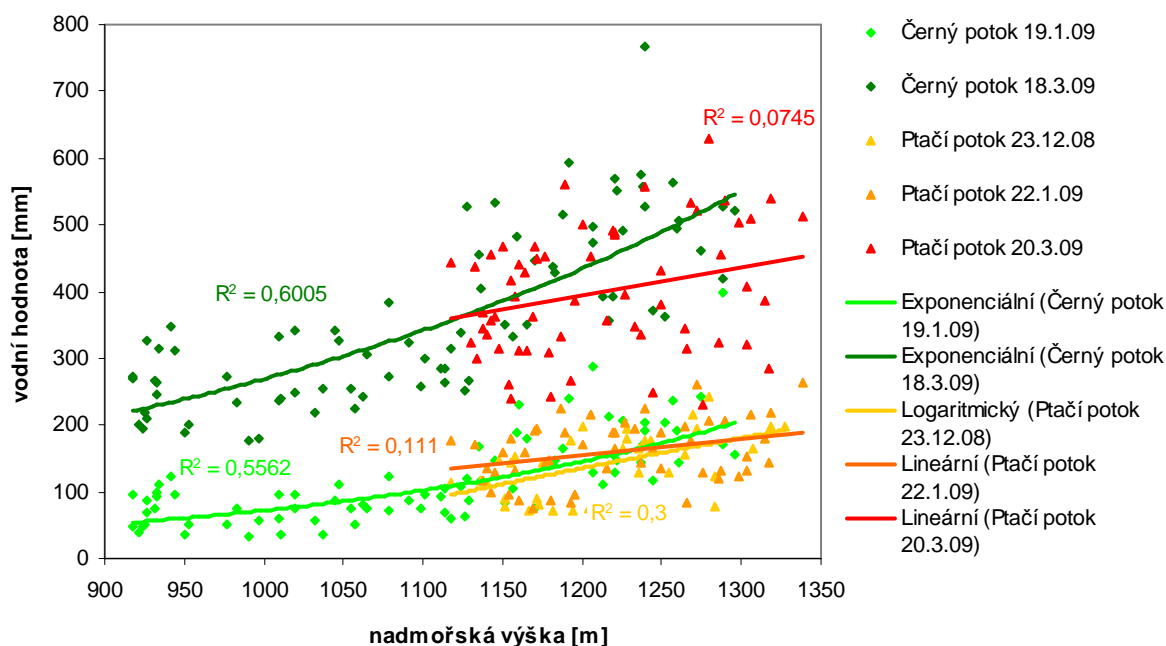
3.3.3 Nadmořská výška

Jak již bylo uvedeno výše, nadmořská výška neovlivňuje sněhovou pokrývku přímo, ale prostřednictvím faktorů klimatických. Tato kapitola je věnována analýze vlivu nadmořské výšky na vlastnosti sněhové pokrývky bez ovlivnění jinými faktory. Rozbory jsou provedeny na souboru dat z experimentálních povodí Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Ptačího a Černého potoka.

Následující graf (obr. 25) znázorňuje závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce. V grafu byla využita data naměřená v obou experimentálních povodích během dvou termínů v zimní sezóně 2007/2008, přičemž byla barevně odlišena pro snadné porovnání mezi oběma povodími a různými časovými termíny sběru dat (pokročilá zima - únor a období před jarním táním - počátek dubna). Rovněž byly vykresleny spojnice trendu a vypočteny jejich korelační koeficienty. Stejný graf byl vytvořen i pro zimní sezónu 2008/2009 (obr. 26), pouze s rozdílem přítomnosti třetího měření v povodí Ptačího potoka na jejím počátku.



Obr. 25 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008



Obr. 26 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2008/2009

Z grafů vyplývá, že závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce je u obou povodí značně rozdílná. Zatímco u povodí Černého potoka můžeme pozorovat významnou těsnost, která v průběhu zimy ještě rostla, v případě povodí Ptačího potoka lze vysledovat nízký stupeň těsnosti, který naopak v průběhu zimního období klesal. Tento fakt může být ovšem dán znatelně menším rozdílem mezních nadmořských výšek v povodí Ptačího potoka.

Povodí Ptačího potoka také vykazuje v sezóně 2007/2008 vyšší hodnoty vodního ekvivalentu sněhu (*SWE*), v sezóně 2008/2009 se rozdíly stírají. Vyšší hodnoty *SWE* u Ptačího potoka lze vysvětlit vyššími úhrny srážek v průběhu zimy dané polohou na hlavním šumavském hřebeni, zatímco povodí Černého potoka se nachází až za tímto hřebenem směrem do vnitrozemí. Vyrovnanost vodní hodnoty sněhu v případě sezóny 2008/2009 lze objasnit možným častým výskytem východní synoptické situace s tlakovou níží nad balkánským poloostrovem a s tím souvisejícími trvalými srážkami přicházejícími od východu, kdy se návětrný efekt uplatňuje na opačné straně Šumavy, než je v průběhu roku obvyklé.

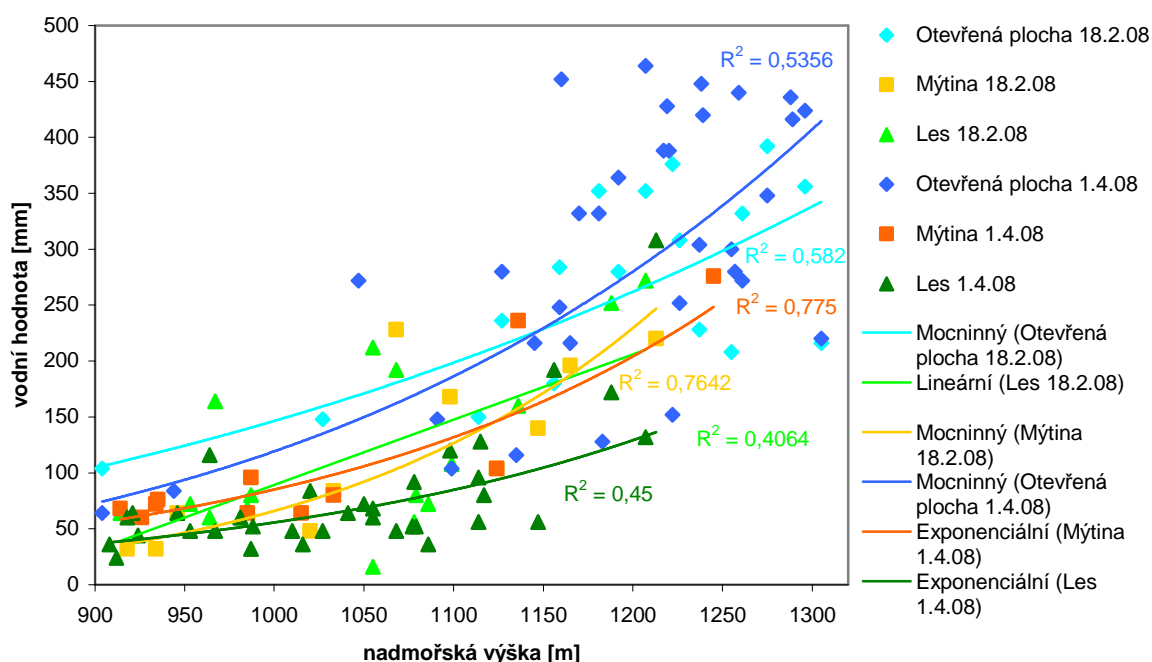
Při porovnání vodní hodnoty naměřené v nejvyšších partiích experimentálního povodí Černého potoka (1250 - 1295 m n.m.) s vodními hodnotami sněhu naměřenými ve stejném datu na stanici Grosser Arber (1437 m n.m.) (viz kap. 3.3.1 a 3.3.2) můžeme pozorovat velmi význačnou blízkost naměřených hodnot. To nám umožňuje při absenci meteorologických dat z povodí Černého potoka tato data s kritickým nadhledem nahradit daty ze stanice Grosser Arber. To je dáno relativní blízkostí obou lokalit (cca 10 km). Podobně význačnou závislost uvádí v případě povodí Rokytky, vzdáleného dokonce přes 20 km, také *Jelínek (2008)*.

Grafy znázorňující vztah relativní hustoty sněhu (ρ) na nadmořské výšce v práci nejsou obsaženy z důvodu absence téměř jakékoliv závislosti. Z tohoto hlediska lze pouze

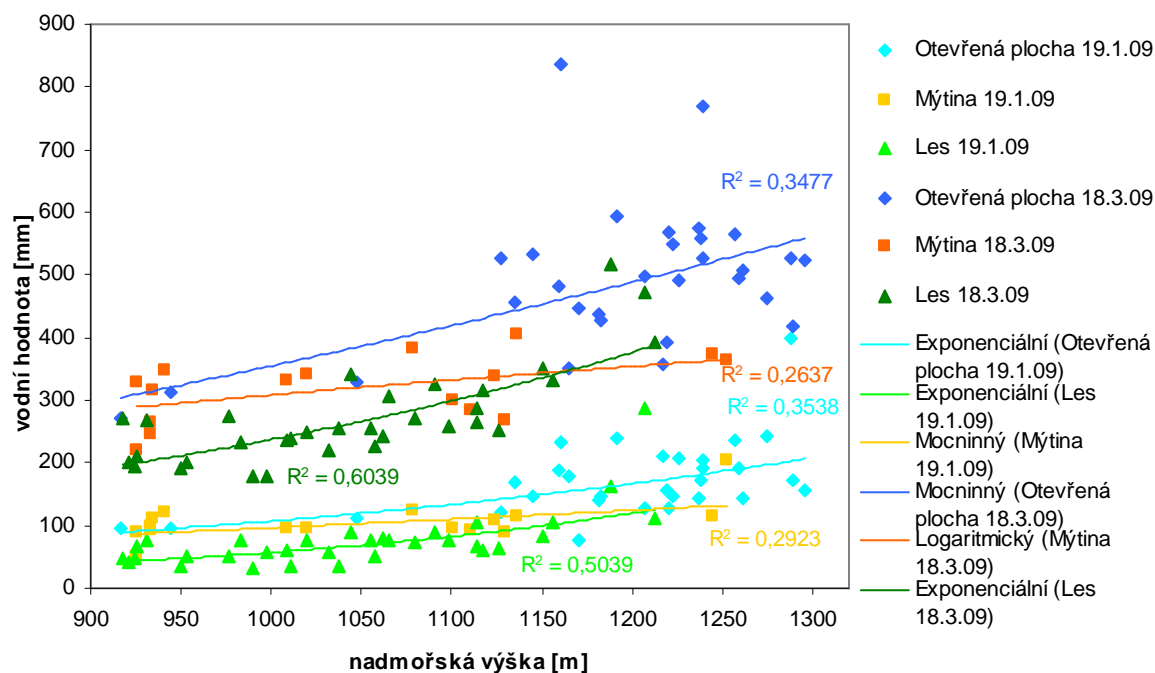
vypozorovat nepatrný nárůst hustoty sněhu s nadmořskou výškou (s výjimkou obou měření na Ptačím potoce v roce 2009, kdy docházelo naopak k téměř neznatelnému poklesu).

3.3.4 Vegetační pokryv

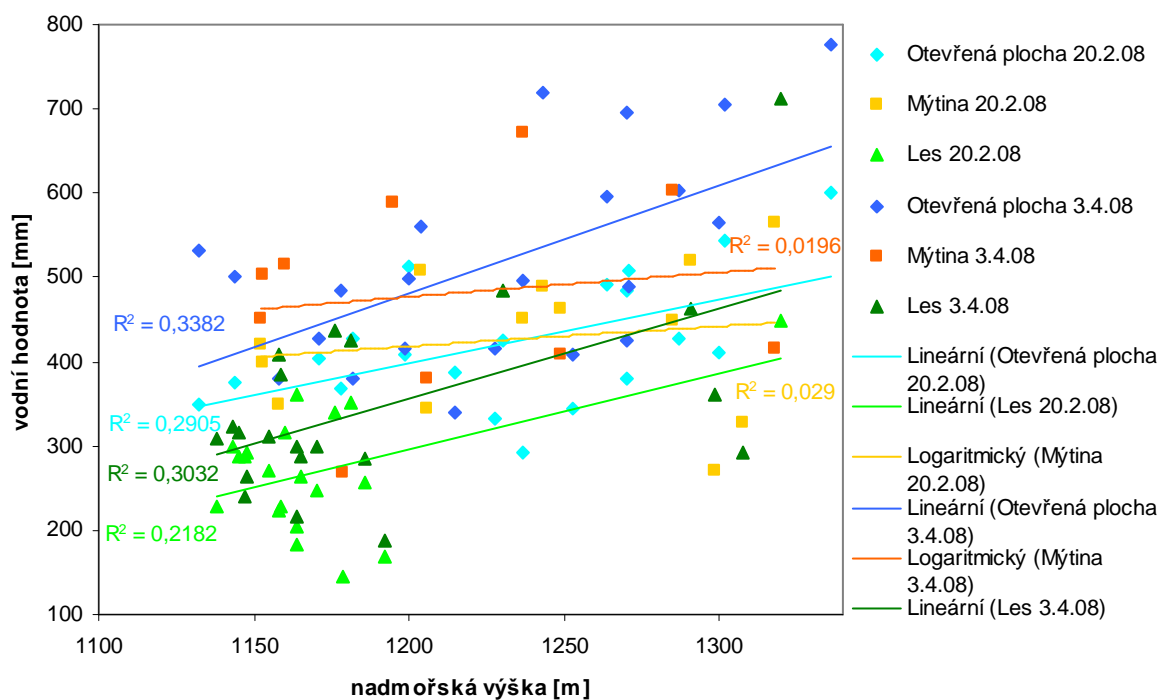
Pro snazší zjištění a porovnání vlivu vegetace na parametry sněhové pokrývky byly v této kapitole vykresleny následující grafy (obr. 27-30). Jejich konstrukce je velmi podobná těm, které jsou vyobrazeny v předchozí kapitole, jen pouze s tím rozdílem, že u jednotlivých bodů je kromě znázornění data měření barevně odlišeno, ve kterém typu porostu použité klasifikace bylo měření provedeno. Pro přehlednost však bylo třeba snížit počet zobrazených měření v jednom grafu.



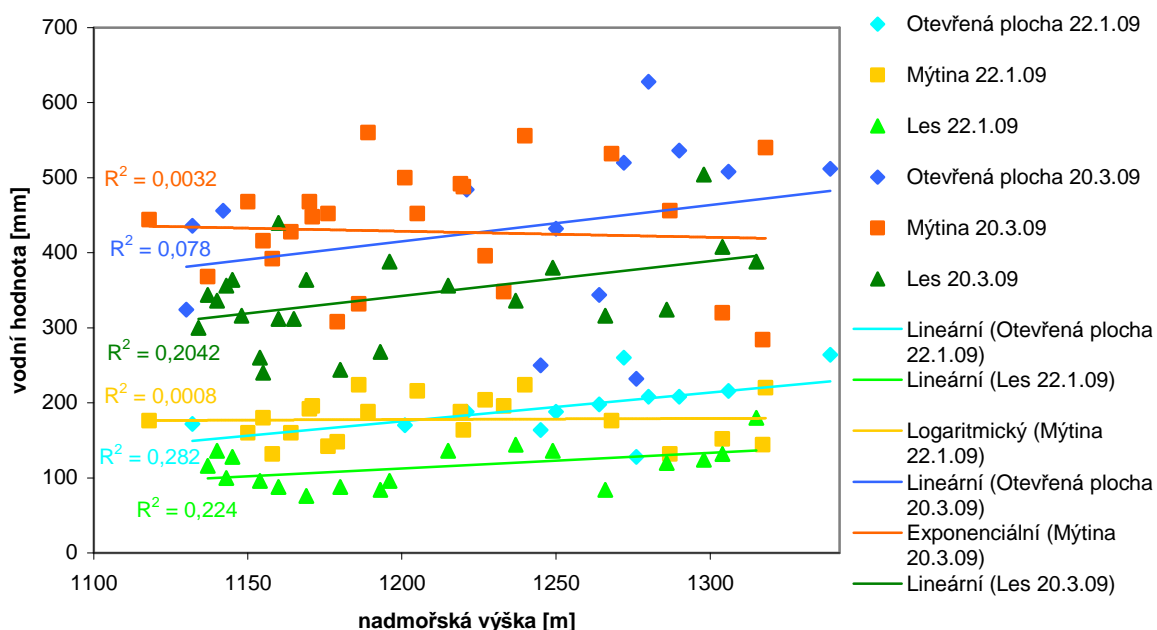
Obr. 27 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Černého potoka v zimním období 2007/2008



Obr. 28 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Černého potoka v zimním období 2008/2009



Obr. 29 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Ptačího potoka v zimním období 2007/2008



Obr. 30 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Ptačího potoka v zimním období 2008/2009

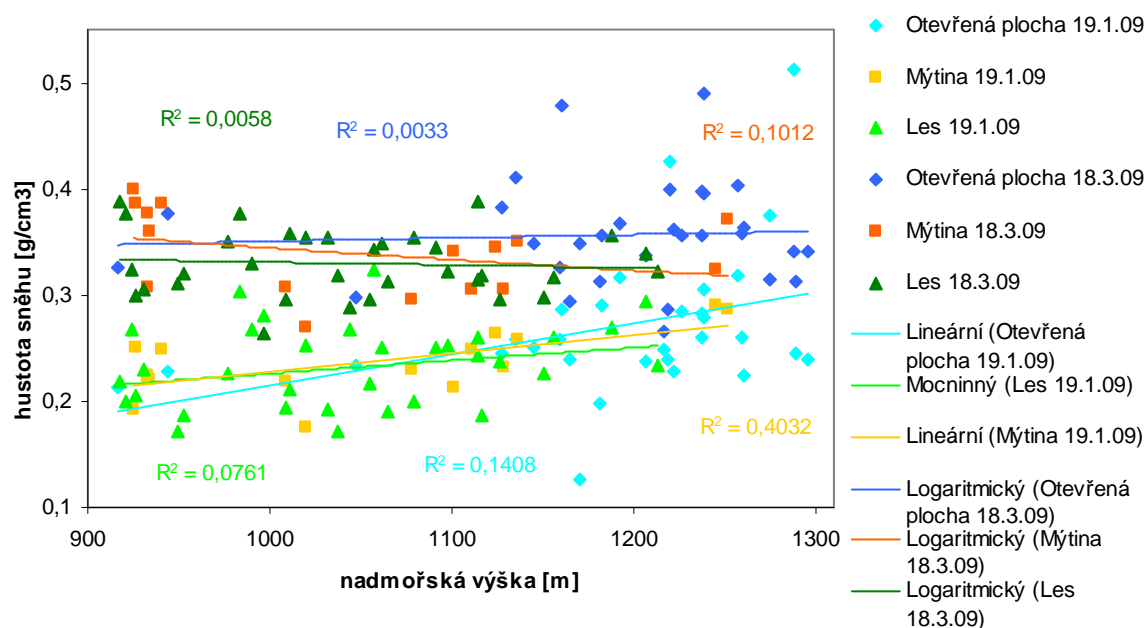
Na většině grafů (kromě obr. 27) můžeme vypořádat rozdíly ve vodní hodnotě sněhu mezi body nacházejícími se na otevřené ploše a v lese, přičemž vodní hodnota na lesních stanovištích je oproti otevřeným plochám snížena o 20-60%. Tato hodnota je však velmi závislá na absolutní vodní hodnotě sněhu. V případě nižších hodnot (kolem 100 mm) lze vysledovat větší relativní ovlivnění než u vysokých hodnot SWE. Nižší hodnoty pozorované před nástupem jarního tání tedy odpovídají hodnotám publikovaným *Pobedinským a Krečmerem (1984)* či *Hříbikem a Škvareninou (2006)*. Ti hovoří o hodnotách až 35%, resp. kolem 20%.

Není však možné potvrdit vyšší vodní hodnoty sněhu v lese oproti otevřeným plochám v závěru jarního tání, jak prezentuje *Hříbik a Škvarenina (2006)* či *Pobříšlová a Kulasová (2000)*. To je způsobeno termínem expedičního měření, které bylo provedeno před začátkem hlavního procesu tání sněhové pokrývky.

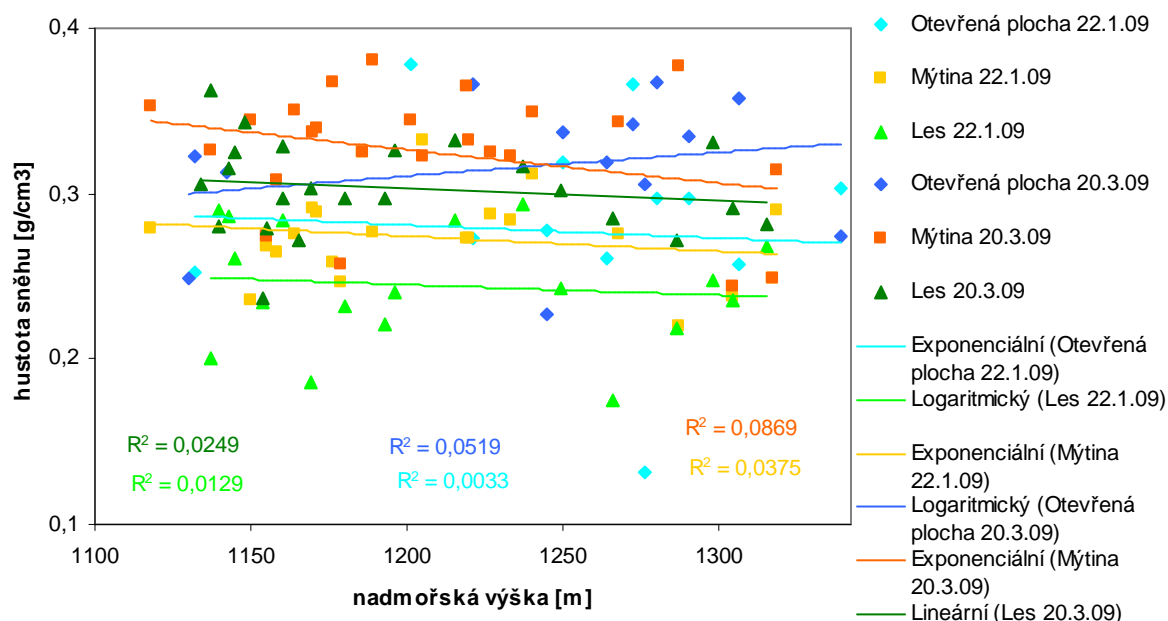
Z vykreslených grafů lze rovněž vysledovat téměř konstantní rozdíl v daném termínu měření mezi těmito typy vegetace při různých hodnotách nadmořské výšky. Lze to vysvětlit například konstantním množstvím intercepovaného sněhu v korunách stromů. Závislost v případě mýtin téměř nelze vypořádat, i když na těchto stanovištích se vyskytuje všeobecně vyšší vodní hodnota sněhu než v lesních porostech. Při porovnání mýtin a otevřených ploch nelze dojít k jednoznačnému závěru, lze pouze konstatovat sníženou závislost vodní hodnoty sněhu na mýtinách na nadmořské výšce. Také můžeme na základě vypočtené těsnosti vztahů pozorovat nárůst hodnot naměřených v lese v průběhu zimní sezóny. U obou zbylých kategorií vegetačního pokryvu toto nelze tvrdit. V případě povodí Černého potoka se jedná o význačnou až vysokou těsnost vztahů, u Ptačího potoka lze těsnost vztahů popsat často jako nízkou či mírnou. To může být dáno ale menším rozpětím nadmořských výšek obou povodí.

Gradienty nárůstu vodní hodnoty s výškou se v případě otevřených ploch pohybují zhruba kolem hodnot 47-80 mm/100 m (v průběhu a na konci zimy) a v případě lesa 35-45 mm/100 m (v průběhu a na konci zimy). To jsou velmi odlišné hodnoty oproti hodnotám uváděným *Pecušovou a Holkem (2002)* (viz kap. 2.2.7), kteří uvádějí gradient na otevřených plochách 15 mm/100 m a v lese 32 mm/100 m. Nejenže jsou hodnoty v zájmových povodích oproti hodnotám, která uvádí *Pecušová a Holko (2002)*, znatelně vyšší, ale také můžeme oproti jejich závěrům pozorovat vyšší hodnoty gradientu v případě otevřených ploch než v lesních stanovištích. Byl však potvrzen závěr, že v průběhu zimní sezóny gradienty rostou.

V následujících grafech na obr. 31 a 32 jsou místo vodní hodnoty sněhu vyobrazeny hodnoty hustoty sněhu v závislosti na typu vegetace a nadmořské výšce v zimním období 2008/2009. Na obou grafech si můžeme povšimnout všeobecně mírně nižší hodnoty hustoty sněhové pokrývky v lese než na otevřených plochách, a to zhruba až o 10%. Nicméně například v případě prvního měření na Černém potoce v zimě 2008/2009 je tato změna téměř zanedbatelná. Na mýtinách se generelně vyskytují vyšší hustoty sněhu než v lese, ale naopak nižší než na otevřené ploše. Tento vztah je nicméně velmi nevýrazný.

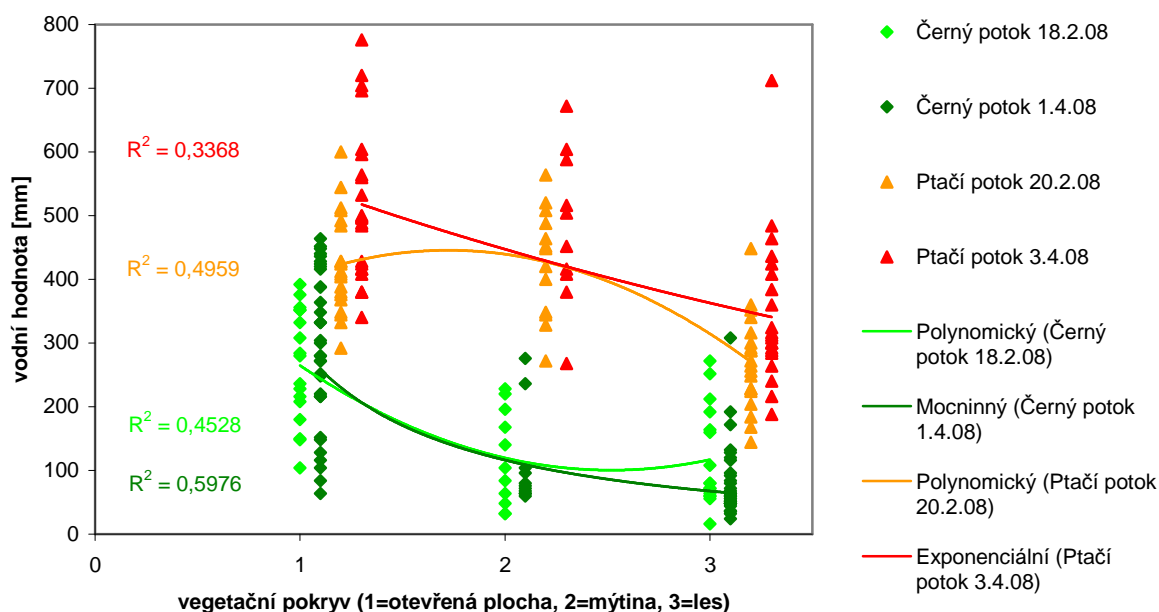


Obr. 31 - Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Černého potoka v zimním období 2008/2009



Obr. 32 - Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Ptačího potoka v zimním období 2008/2009

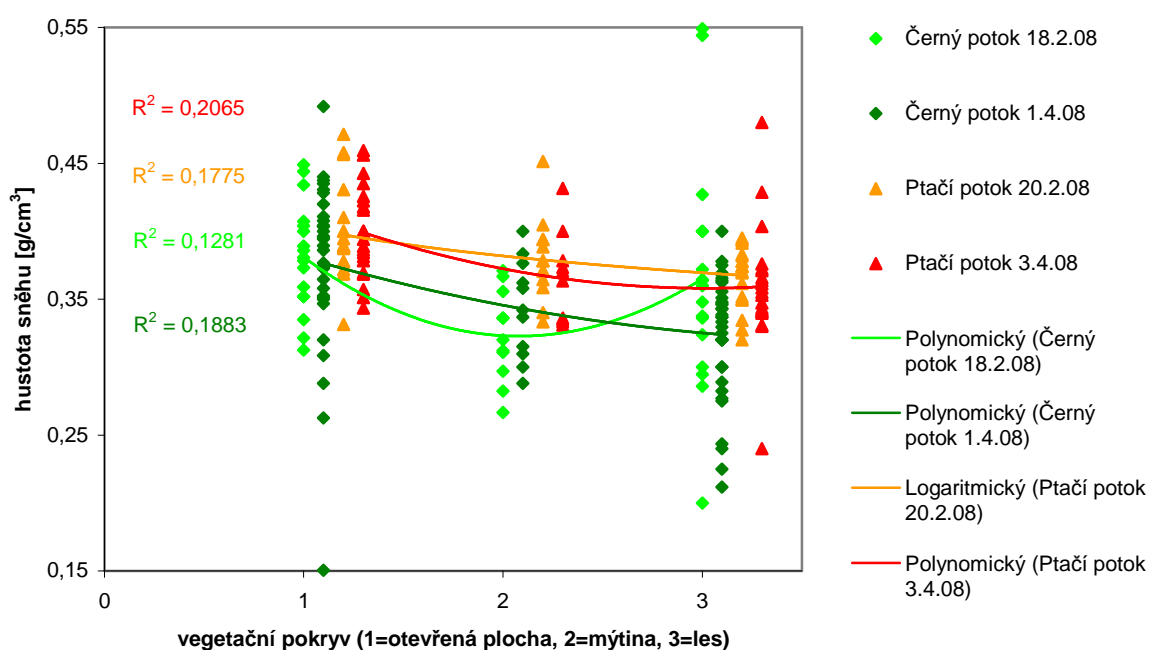
Následující grafy znázorňují závislosti vodní hodnoty sněhu, resp. jeho hustoty, pouze na vegetačním pokryvu, nadmořská výška oproti předchozím není brána v potaz. V případě vodní hodnoty byl z hlediska nízké průkaznosti vybrán pouze jeden graf (obr. 33). V obou experimentálních povodích (obzvláště v případě Černého potoka) je totiž většina bodů na otevřené ploše měřena v nejvyšších partiích povodí a většina bodů s charakterem lesa naopak v nejnižších částech povodí. To se tedy zákonitě (podle závislostí prezentovaných na obr. 27-30) odráží ve vodních hodnotách sněhu naměřených v jednotlivých typech vegetačního krytu.



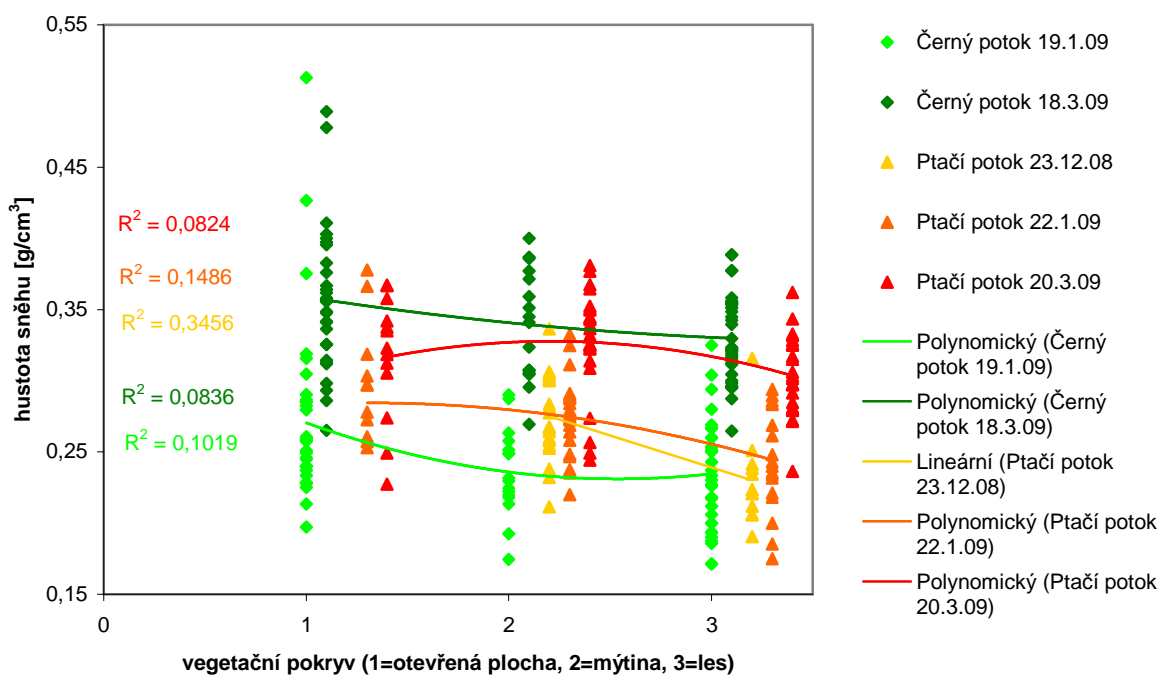
Obr. 33 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008

Z grafu na obr. 33 je patrný nárůst vodní hodnoty sněhu ve vegetačních pokryvech v pořadí les - mýtina - otevřená plocha. Velmi pravděpodobnou příčinou tohoto jevu je charakteristické rozmístění bodů s jednotlivými typy vegetačního krytu v rámci povodí (viz výše). V průběhu zimní sezóny 2007/2008 si lze navíc povšimnout zcela nevýrazného nárůstu vodní hodnoty sněhu. To může naznačovat výskyt poněkud vyšších teplot vzduchu a nižších úhrnů srážek v druhé polovině tohoto období či termíny měření soustředěné již do období hlavního procesu tání sněhové pokrývky.

Grafy na obr. 34 a 35 znázorňují závislost hustoty sněhu na typu vegetačním pokryvu, přičemž nadmořská výška opět není brána v potaz. V případě expedičního měření v prosinci 2008 nejsou brána v úvahu data naměřená na otevřených plochách z důvodu jejich velmi nízkého počtu.



Obr. 34 - Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008



Obr. 35 - Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2008/2009

Z výše uvedených grafů je možné vypožorovat určité závislosti hodnot hustoty sněhu na charakteru vegetačního pokryvu. Například si lze povšimnout obecně rostoucí hustoty sněhu v pořadí les - mýtina - otevřená plocha. Pouze v jednom případě (Ptačí potok dne 20.3.2009) byly zaznamenány nejvyšší hodnoty hustoty sněhu na mýtinách. Uvedené pořadí lze odůvodnit rostoucím vlivem větru na sněhovou pokrývku či větší mírou tání při teplých a slunečných dnech. Rovněž jsou nekryté plochy více vystaveny dešťovým srážkám, které jsou v lesním porostu tlumeny intercepcí. Vliv odkapávání vody ze sněhu tajícího na korunách stromu na sněhovou pokrývku se tedy jeví jako méně významný. Naměřené hodnoty na otevřených plochách, kde se předpokládá významné ovlivnění větrem, tak například dosahují podobných hodnot, jaké byly zjištěny nedaleko Harrachových kamenů v Krkonoších (Spusta, Spusta a Kociánová, 2003). Tam je však míra vlivu větru na sněhovou pokrývku ještě markantnější.

V průběhu zimní sezóny 2008/2009 si lze rovněž povšimnout výrazného nárůstu hustoty sněhu, což však v případě předchozí zimy 2007/2008 neplatí. Zhruba v polovině tohoto období se totiž vyskytovaly zvýšené hodnoty hustoty sněhu. To poukazuje na netypický průběh této zimy, protože maximální hodnoty hustoty sněhu nejsou pozorovány na jejím konci. Může to být zapříčiněno především vyššími teplotami vzduchu z kraje zimy - standardní hodnoty SWE poukazují na dostatek srážek, ale zvýšené hodnoty hustoty sněhu ukazují na mokrý sníh, případně sníh saturovaný dešťovou vodou.

4 DISKUZE A ZÁVĚR

Hodnocení výsledků dosažených v této bakalářské práci lze rozdělit do několika částí. Byla provedena detailní rešerše teoretických i praktických výstupů publikovaných v české i zahraniční literatuře týkajících se studované problematiky, tedy faktorů ovlivňujících formování sněhové pokrývky. Bylo čerpáno z nejvýznamnějších zahraničních publikací převážně amerického původu, ale rovněž z publikací tuzemských. Významným zdrojem informací jsou také studie prováděné na Slovensku, kde má výzkum sněhu a hydrologie sněhu dlouholetou tradici. Při rozboru zahraničních zdrojů literatury je však potřeba kritického pohledu, a to v důsledku odlišných podmínek. Část informací není totiž předávána v teoretické rovině, ale v konkrétní rovině podmínek, za kterých byly výsledky publikovány. Například původ severoamerických zdrojů je často z oblasti vysokohorského prostředí (Rocky Mountains) či ze subpolárních oblastí Kanady. I v případě slovenských zdrojů je třeba brát v úvahu nepatrnou odlišnost přírodních podmínek vůči Česku. Nicméně i míra ovlivnění sněhové pokrývky jednotlivými činiteli z regionálního hlediska byla předmětem studia.

Popis fyzicko-geografických poměrů pramenné oblasti Otavy (po závěrový vodoměrný profil Rejštejn) včetně detailní charakteristiky dvou vytipovaných experimentálních povodí je jakýmsi úvodem do hlavní části práce a umožňuje komplexní geografické porovnání s jinými povodími, ať již na území Národního parku Šumava, či v jiných částech republiky, kde probíhá monitoring sněhové pokrývky (např. výzkum Přírodovědecké fakulty UK v oblasti Krušných hor nebo studie prováděné dalšími institucemi).

Stěžejní částí této práce je analýza a interpretace dat charakterizujících kvalitativní a kvantitativní parametry sněhové pokrývky, jejich změnu v čase a prostoru. Použitá data pocházejí z různých zdrojů a jejich sběr byl ovlivněn řadou faktorů.

Jedním ze zdrojů dat jsou proběhnuvší sněhoměrné kampaně ve dvou experimentálních povodích nacházejících se v zájmovém území povodí horní Otavy. Tyto kampaně uskutečněné v průběhu dvou zimních období opětovně poukázaly na řadu skutečností, zejména na fakt, že horské oblasti jsou charakteristické značnou variabilitou charakteristik sněhové pokrývky (vodní hodnoty sněhu, její mocnosti a hustoty), kterou lze jen velmi těžko postihnout a hodnotit na základě dat z meteorologických stanic v rámci státní sítě ČHMÚ. Tato skutečnost je však všeobecně poměrně známa. Variabilita sněhové pokrývky je přitom velmi významná i na malé ploše o velikosti vytipovaných experimentálních povodí. I když v případě expedičního měření můžeme hovořit o znatelně vyšší podrobnosti dat, než nabízejí meteorologické stanice, naráží tento způsob získávání dat zase na jiný problém, a tím je především velká časová náročnost měření, se kterou je spojena i náročnost finanční a lidská. Zhruba lze říci, že dvě skupiny měřičů jsou schopny při kroku měření cca 200 metrů za jediný den (i s přesunem do monitorované lokality) provést měření na ploše o velikosti maximálně 5 až 7 km². To je ovšem závislé rovněž na charakteru terénu, ve kterém je měření prováděno (převýšení, charakter vegetačního krytu, charakter sněhové pokrývky atd.). Tento údaj poskytuje jasné představy o limitech tohoto způsobu měření.

Řešením by do budoucna mohlo být zdokonalení prostředků DPZ, které by dokázaly náročný expediční způsob nahradit. Kladem by bylo rovněž i plošné měření namísto měření bodového. Limity tohoto způsobu výzkumu jsou ale v současné době stále vysoké.

Způsob měření při sněhoměrných kampaních se ukázal jako dostatečný pro relativně přesné kvantifikování zásob vody uložené ve sněhu v experimentálních povodích (Jelínek, 2008) a následné modelování odtoku z povodí, avšak jeví se jako zcela nedostatečný pro detailní analýzy prováděné za účelem zjištění míry ovlivnění charakteristik sněhové pokrývky jednotlivými faktory, jež jsou popsány v předchozích kapitolách. V případě vlivu typu vegetace na sněhovou pokrývku, například, je vegetační pokryv klasifikován pouze do tří kategorií (viz kap. 3.2.2). Nicméně ve skutečnosti se může jen pod pojmem "les" skrývat mnoho typů porostu, ať již z hlediska druhového či věkového rozrůznění a skladby. Rovněž není pro zjednodušení rozlišována vzdálenost měrného bodu od kraje lesa (bod umístěný 20 metrů od hranice lesa na rozlehlé otevřené ploše je jistě mnohem významněji ovlivněn větrem než bod uvnitř porostu) a další rozmanité specifčnosti. Díky těmto rozličným podmínkám je velmi složité správně a objektivně zhodnotit vliv charakteru vegetace na sněhovou pokrývku. Z hlediska faktorů jako je nadmořská výška či sklon svahů je objektivní analýza rovněž problematická. I když máme k dispozici velmi přesná data charakterizující tyto faktory, naměřené hodnoty v měrných bodech jsou významně ovlivňovány dalšími činiteli, což do jisté míry komplikuje objektivní zhodnocení vlivu toho daného faktoru. Pro eliminování výše zmíněných nedostatků by bylo třeba buď podstatného zvýšení počtu měrných bodů v experimentálních povodích, jejichž lokalizace by postihovala všechny variace způsobené kombinací různých faktorů, nebo zavedení zcela nových a přesně umístěných měrných bodů, které by zásadním způsobem eliminovaly vliv některých faktorů svou uniformitou (např. zjišťování vlivu expozice svahu v bodech s relativně konstantní nadmořskou výškou, podobným sklonem a charakterem vegetačního krytu). V obou případech však narážíme na již zmíněnou značnou náročnost takto pojatého měření. V druhém případě lze však výzkum přizpůsobit a zvolit si, kterým variantám bude věnována pozornost a kterým nikoliv, a snížit tak počet potřebných měření.

Dalším zdrojem dat použitých v práci byla data získaná z meteorologických stanic provozovaných Deutscher Wetterdienst a PřF UK v Praze, rozmístěných v zájmovém území. Značná část automatických stanic, které spravuje Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, je vybavena teploměrem, několik i srážkoměrem. Žádné srážkoměrné zařízení nelze ale bohužel z technických důvodů vyhřívat a neumožňuje tak měření srážek v zimním období. Tento fakt se jeví jako nejvýznamnější problém z hlediska získávání dat, a to především vzhledem k odlehlosti experimentálních povodí od státních meteorologických stanic a charakteristickému rozložení srážkových úhrnů v české části Šumavy. Úhrny srážek totiž nepříliš korelují s nadmořskou výškou, a tudíž je velmi obtížné odhadnout srážkové úhrny v určité lokalitě, byť je vzdálena pouze několik kilometrů od stálé stanice. Ukázalo se ovšem, že hodnoty úhrnů srážek a parametrů sněhové pokrývky v pohraničních oblastech Šumavy mnohem více korelují s hodnotami naměřenými na stanici Velký Javor (Grosser Arber, SRN) než s hodnotami z českých stanic, byť je jejich vzdálenost od experimentálních povodí oproti stanici na Velkém Javoru mnohem kratší. Rovněž i jejich nadmořská výška je

více podobná střední nadmořské výšce experimentálních povodí (Jelínek, 2008). Osazení vyhřívaného srážkoměru pro zajištění celoročního monitoringu srážek na klimatické stanici Březník (či jiné vhodné lokality) je tak jedním z hlavních úkolů do budoucna v oblasti staničních datových zdrojů. V současné době je tento problém řešen společně se Správou NP Šumava. Klimatická stanice na Březníku však poskytuje další cenné meteorologické údaje z hlediska hydrologie sněhu, které jsou při jednotlivých analýzách využívány.

Práce přináší kromě přehledné charakteristiky fyzicko-geografických poměrů zájmového území a souhrnné dokumentace teoretických i konkrétních vlivů jednotlivých faktorů na sněhovou pokrývku formou literární rešerše zahraniční i tuzemské literatury na základě různých datových zdrojů přehlednou analýzu míry ovlivnění charakteru sněhové pokrývky jednotlivými faktory, a to v konkrétním území pramenné oblasti Otavy. Výsledky jsou průběžně konfrontovány s řadou výstupů prezentovaných v odborné literatuře. Práce potvrdila určité zákonitosti spojené se sněhovou pokrývkou, u jiných však poukázala na nejednoznačnost dříve vyvozených závěrů, což dává podnět k dalšímu výzkumu této problematiky. Provedené analýzy jednoznačně ukázaly nejen velkou variabilitu charakteristik sněhové pokrývky v prostoru i čase, ale hlavně velmi proměnlivý vliv zkoumaných faktorů na sněhovou pokrývku. Jednotlivé analýzy poskytují velmi cenná zjištění z hlediska dalšího výzkumu v této oblasti. Přinesly jak zcela očekávané výsledky, tak i výsledky do jisté míry překvapivé. Například v povodí Ptačího potoka se ukázalo, že na mýtinách vodní hodnota sněhu nemusí s nadmořskou výškou vzrůstat. Také se ukázalo, že hustota sněhu s rostoucí nadmořskou výškou povětšinou slabě roste, což je v přímém rozporu s výsledky, které ve své práci prezentoval Jelínek (2008).

Výsledky předložené práce tedy ukázaly na určité limity expedičních měření sněhové pokrývky prováděných za účelem řešení cílů zmíněných v úvodu (objasnění procesu vývoje sněhové pokrývky během zimního období a při jarním tání, precizace hydroprognózy, atd.). Nicméně, výsledky práce poslouží zcela jistě ke zdokonalení metodiky monitoringu sněhu tak, abychom byli schopni co nejvěrněji určit objem vody akumulované ve sněhové pokrývce ve zdrojových oblastech českých toků, především pak v povodí horní Otavy.

5 SEZNAM POUŽITÝCH PRAMENŮ

5.1 Použitá literatura

ANDĚRA, Miloš, et al. Šumava : příroda, historie, život. Petr Zavřel; Miloslav Boháček. 1. vyd. Praha : Miloš Uhlíř - Baset, 2003. 800 s. ISBN 80-7340-021-9.

ARMSTRONG, Richard L., BRUN, Eric. Snow and Climate : physical processes, surface energy exchange and modeling. 1st edition. Cambridge : Cambridge University Press, 2008. 222 s. ISBN 978-0-521-85454-2.

COLBECK, S. C., et al. (1990) The international classification for seasonal snow on ground. International Commission on Snow and Ice of IAHS

CULEK, Martin, et al. Biogeografické členění České republiky : II. díl. 1. vyd. Praha : Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 2005. 590 s. ISBN 80-86064-82-4.

DEWALLE, David R., RANGO, Albert. Principles of snow hydrology. 1st edition. Cambridge : Cambridge University Press, 2008. 410 s. ISBN 978-0-521-82362-3.

DÉRY, Stephen J. The role of blowing snow in the hydrometeorology of the Mackenzie River Basin [s.l.], 2001. 190 s. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, Montréal, Québec. Dizertační práce.

DOHNAL, Zdeněk, et al. Československá rašeliniště a slatiniště. Věroslav Šimeček. 1. vyd. Praha : Nakladatelství ČSAV, 1965. 336 s., mapky rašelinišť.

DVOŘÁK, Igor Jan, TESAŘ, Miroslav, HARČARIK, Josef. Vliv navátého sněhu na vodní bilanci malého horského povodí, Modrý důl v Krkonoších, Česká republika. In 11. stretnutie snehárov : Sborník ze semináře. 1. vyd. [s.l.] : ČHMÚ, Oddělení aplikovaného hydrologického výzkumu, 2006. s. 23-29.

DVOŘÁK, Petr. Atlas počasí : ilustrovaný. Arnošt Moucha; Petr Dvořák. 1. vyd. Cheb : Svět křídel, 2003. 138 s. ISBN 80-86808-02-5.

GARY, H. L. (1974). *Snow Accumulation and Melt Along Borders of a Strip Cut in New Mexico*, Res. Note RM-279. Rocky Mtn. For. Range Exp. Sta.: US Department of Agriculture, Forest Service.

HRÁDEK, F., KUŘÍK, P. Hydrologie. Praha : ČZU, 2002. 280 s. ISBN 80-213-0950-4

HRÍBIK, Matúš, ŠKVARENINA, Jaroslav. Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/2005. In 11. stretnutie snehárov : Sborník ze semináře. 1. vyd. [s.l.] : ČHMÚ, Oddělení aplikovaného hydrologického výzkumu, 2006. s. 30-40.

HRÍBIK, Matúš, ŠKVARENINA, Jaroslav. Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In 12. stretnutie snehárov : Zborník zo seminára. 1. vyd. [s.l.] : Matúš Hríbik, Ladislav Holko, Jaroslav Škvarenina, 2007. s. 88-98.

HRÍBIK, Matúš, ŠKVARENINA, Jaroslav. Dynamika snehovej pokrývky na výškovom transekte Kráľovej hole - Nízke Tatry, v zime 2005/06. In 12. stretnutie snehárov : Zborník zo seminára. 1. vyd. [s.l.] : Matúš Hríbik, Ladislav Holko, Jaroslav Škvarenina, 2007. s. 75-79.

HRUŠKOVÁ, Kateřina. Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu. [s.l.], 2006. 106 s. , grafy. Masarykova Univerzita, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí dizertační práce Prof. RNDr. Rudolf Brázdil, DrSc.

CHÁBERA, Stanislav, et al. Příroda na Šumavě : Přírodovědný průvodce. 1. vyd. České Budějovice : Jihočeské nakladatelství, 1987. 181 s.

JANSKÝ, Bohumír, ŠOBR, Miroslav, et al. Jezera České republiky : Současný stav geografického výzkumu. 1. vyd. Praha : Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze, 2003. 216 s. ISBN 80-86561-05-4.

JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2007): Retenční potenciál v pramenných oblastech toků. In Langhammer, J. (Ed.): *Povodně a změny v krajině*. MŽP ČR a PřF UK, Praha, 2007, s. 307-315. ISBN 978-80-86561-86-8.

JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2008): Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie - Sborník ČGS*, 113, 4, Praha, pp. 383-399. ISSN 1212-0014.

JELÍNEK, Jan. Hydrografie a režim odtoku v povodí Roklanského potoka. Praha, 2006. 37 s. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí bakalářské práce Bohumír Janský.

JELÍNEK, Jan. Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008. Praha, 2008. 85 s. , 1 CD. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí diplomové práce Bohumír Janský.

JENÍČEK, M., KOCUM, J., JELÍNEK, J. (2008): Monitoring sněhové pokrývky v povodí Rokytky v letech 2007 a 2008. In Broža, V., Szolgay, J., Fošumpaur, P. (Eds.): *Extrémní hydrologické jevy v povodích. Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery 4.11.2008*. ČVÚT, Praha, s. 227-236.

KEMEL, M. (2000). Klimatologie, meteorologie, hydrologie. ČVUT, Praha, 290 s.

KITTREDGE, J. (1948). *Forest Influences*. New York: McGraw-Hill

KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2009): Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné – případová studie povodí Rokytky. In Černý, D. a Dvořák, L. (Eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník referátů ze semináře*. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 26-48. ISBN 978-80-87257-00-5, ISSN 1803-4470.

KREČMER, V. (1969). Vodohospodářské vlivy lesů. Studijní informace lesnictví, ÚVTI, Praha.

KUBÍČEK, Jiří. Analýza srážkových dat z centrální Šumavy. Praha, 2006. 81 s. , tabulky, grafy. Česká Zemědělská Univerzita v Praze. Vedoucí diplomové práce Jiří Pavlásek.

MARTINEC, J. (1977) Expected snow loads on structures from incomplete hydrological data. *Journal of Glaciology*, Vol. 19, pp.185-195.

NOSEK, M. (1972). *Metody v klimatologii*. Academia, Praha, 433 s.

OTTERMAN, J. (1977) Anthropogenic impact on the albedo of the earth- *Climate Change*, Vol. 1, pp.137-155

PECUŠOVÁ, Z., HOLKO, L. (2002): Vplyv vegetácie na gradient vodnej hodnoty snehovej pokrývky a určovanie priemernej hustoty snehu na snehomernom profile. *Acta Hydrologica Slovaca*, 3, 1, s. 3–9.

PETERS, J. G. (1980). The effects of clearcutting deciduous forest on net radiation exchange and snowmelt in central Pennsylvania. Unpublished MS Thesis, The Pennsylvania State University,

POBEDINSKI, A.V., KREČMER. V. (1984) *Funkce lesů v ochraně vod a půdy*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 256 s.

POBŘÍSLOVÁ, Jana, KULASOVÁ, Alena. Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných plochách. In *Opera Corcontica*. 37. vyd. Vrchlabí : Správa Krkonošského národního parku, 2000. s. 113-119. ISSN 1803-141.

RAUNER, J. L. (1976). Chapter 8: deciduous forests. In *Vegetation and the Atmosphere Case Studies*, vol. 2, ed. J. L. Montheith. London: Academic Press, pp. 241-64.

SINGH, Pratap, SINGH, Vijay. Snow and Glacier Hydrology. Dordrecht : Kluwert Academic Publishers, c2001. 742 s. ISBN 0-7923-6767-7.

SCHMIDT, R. A., POMEROY, J.W. (1990). Bending of a conifer branch at subfreezing temperatures: implications for snow interception. *Can. J. For. Res.* **20**, 1250-53.

SPUSTA, Valerian, SPUSTA, Valerian, KOCIÁNOVÁ, Milena. Ukládání sněhu na závětrných svazích české strany Krkonoš (tundrová zóna). In Opera Corcontica. 40. vyd. Vrchlabí : Správa Krkonošského národního parku, 2003. s. 87-104. ISSN 1803-141.

STORCK, P., LETTENMAIER, D. P., BOLTON, S. M. (2002). Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, U.S. *Water Resour. Res.*, **38**(11:1223), 5-1 to 5-16.

TOLASZ, Radim, et al. Atlas podnebí Česka : Climate atlas of Czechia. Vít Voženílek; Martin Stříž. 1. vyd. Praha, Olomouc : Český hydrometeorologický ústav, 2007. 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1, ISBN 978-80-244-1626-7.

US Army Corps of Engineers. (1956). *Snow Hydrology: Summary Report of the Snow Investigations*. Portland

VYSOUDIL, Miroslav. Meteorologie a klimatologie pro geography. 1. vyd. Olomouc : Vydavatelství Univerzity Palackého, 1997. 232 s. ISBN 80-7067-773-2.

ZELENÝ, Václav. (1975). Vodohospodářský časopis, 23, č. 4-5, s. 332-353

5.2 Použité internetové zdroje

CLINE, D. (1999): Snow hydrology [online]. Bolulder, USA [cit. 2009-08-05]. Dostupné z URL: <http://www.comet.ucar.edu/class/hydromet/09_Oct13_1999/docs/cline/comet_snowhydro/index.htm>.

SANDEV, M., ELLEDER, L., ŠERCL, P., DAŇHELKA, J. Vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR. 1. vyd. Praha : Český hydrometeorologický ústav, 2006. 343 s. Dostupný z WWW: <<http://www.chmi.cz/hydro/pov06/>>.

Agentura ochrany přírody a krajiny ČR. Mapový server AOPK ČR [online]. c2008 [cit. 2009-07-22]. Dostupný z WWW: <http://mapy.nature.cz/mapinspire/MapWin.aspx?M_WizID=8&M_Site=aopk&M_Lang=cs>.

Český hydrometeorologický ústav. Dlouhodobé normály klimatických hodnot za období 1961–1990 [online]. c1997-2005 , 7.1.2005 [cit. 2009-08-14]. Dostupný z WWW: <<http://www.chmi.cz/meteo/ok/okdata12.html>>.

Český hydrometeorologický ústav. Evidenční list hlásného profilu : odborné pokyny [online]. c1997 , březen, 2006 [cit. 2009-07-12]. Dostupný z WWW: <http://hydro.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307162>.

Ministerstvo vnitra, Ministerstvo životního prostředí, CENIA. Portál veřejné správy České republiky : Mapové služby [online]. c2003-2009 [cit. 2009-07-25]. Dostupný z WWW: <<http://geoportal.cenia.cz/>>.

Seznam.cz, a.s. Mapy.cz [online]. c1996-2009 [cit. 2009-08-10]. Dostupný z WWW: <<http://www.mapy.cz/>>.

Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka. Charakteristiky toků a povodí ČR [online]. c2007 [cit. 2009-07-27]. Dostupný z WWW: <<http://www.vuv.cz/oddeleni-gis/index.php?id=24&PHPSESSID=b32f83c256d387bb29c>>.

6 SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1 - Teplota tání padajícího sněhu v závislosti na relativní vlhkosti vzduchu

Obr. 2 - Četnost srážek v jednotlivých skupenstvích v závislosti na teplotě vzduchu

Obr. 3 - Intercepovaný snůh na neopadavém jehličnatém stromě (smrku) a opadavém buku

Obr. 4 - Vývoj sněhové pokrývky v průběhu zimní sezóny 1986-87 v různých lokalitách vegetace

Obr. 5 - Vývoj vodní hodnoty sněhu v průběhu tří zimních sezón v různých typech vegetace v pohoří Polana

Obr. 6 - Vodní hodnota sněhu v profilu Kralovej Hole v závislosti na nadmořské výšce a vegetaci

Obr. 7 - Denní potenciální příjem solární energie v průběhu roku u různě orientovaných svahů se sklonem 16,7° na 50° severní zeměpisné šířky

Obr. 8 - Schematická mapa zájmového povodí horní Otavy po závěrový profil Rejštejn se státními profily ČHMÚ a lokalizací experimentálních povodí

Obr. 9 - Geologická stavba zájmového území a jeho blízkého okolí

Obr. 10 - Výškové poměry v zájmovém území

Obr. 11 - Sklonitostní poměry v zájmovém území

Obr. 12 - Klimatické oblasti v zájmovém území

Obr. 13 - Průměrné měsíční úhrny srážek ve stanicích Churáňov a Prášily v období 1961-1990

Obr. 14 - Relativní četnost směrů větru na stanici Churáňov a na stanici Březník (pouze 4.11.2008 - 30.4.2009)

Obr. 15 - Třídy krajinného pokryvu dle CORINE 2006

Obr. 16 - Pohled na povodí Ptačího potoka z vrcholu Malé Mokrůvky

Obr. 17 - Experimentální povodí Ptačího potoka

Obr. 18 - Experimentální povodí Ptačího potoka

Obr. 19 - Sněhoměrná souprava SM 150-50

Obr. 20 - Kumulované hodnoty srážkových úhrnů a vodní hodnota sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

Obr. 21 - Kumulované hodnoty srážkových úhrnů a hustota sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

Obr. 22 - Závislost hustoty sněhu na kumulativním srážkovém úhrnu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

Obr. 23 – Vývoj průměrných denních teplot vzduchu a vodní hodnoty sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

Obr. 24 - Vývoj průměrných denních teplot vzduchu a hustoty sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008

Obr. 25 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008

Obr. 26 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2008/2009

Obr. 27 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Černého potoka v zimním období 2007/2008

Obr. 28 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Černého potoka v zimním období 2008/2009

Obr. 29 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Ptačího potoka v zimním období 2007/2008

Obr. 30 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Ptačího potoka v zimním období 2008/2009

Obr. 31 - Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Černého potoka v zimním období 2008/2009

Obr. 32 - Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Ptačího potoka v zimním období 2008/2009

Obr. 33 - Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008

Obr. 34 - Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008

Obr. 35 - Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2008/2009

7 SEZNAM TABULEK

Tab. 1 - Rozdělení srážek podle intenzity

Tab. 2 - Hustota sněhu pro jeho typické druhy

Tab. 3 - Rozdělení velikosti zrn do intervalů

Tab. 4 - Dělení sněhu podle podílu objemu kapalné vody

Tab. 5 - Dělení uloženého sněhu podle tvrdosti

Tab. 6 - Typy a tvar sněhových částic a jejich klasifikace

Tab. 7 - Typické rozsahy albeda přírodních povrchů

Tab. 8 - Symboly a označení povrchové nerovnosti sněhové pokrývky

Tab. 9 - Měsíční výpar ze sněhové pokrývky v závislosti na teplotě vzduchu

Tab. 10 - Koefficient rychlosti větru v lesním porostu v závislosti na typu vegetace

Tab. 11 - Část oblohy viditelná z různě skloněného svahu

Tab. 12 - Klimatické charakteristiky jednotlivých klimatických oblastí nacházejících se v zájmovém území

Tab. 13 - Průměrné roční úhrny srážek ve vybraných stanicích v období 1961-1990

Tab. 14 - Základní údaje o povodí

Tab. 15 - Základní charakteristiky experimentálních povodí Ptačího a Černého potoka